

**THESE DE DOCTORAT DE
L' UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

*Spécialité
Méthodes Physiques en Télédétection*

Présentée par :

Adrien MARTIN

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Préparée au laboratoire LOCEAN
Dans le cadre de l'Ecole Doctorale
des Sciences de l'Environnement d'Ile de France

**Analyse des mesures radiométriques en
bande-L au-dessus de l'océan :
Campagnes CAROLS**

soutenue le Mercredi 26 Juin 2013.

Devant le jury composé de :

Pr. Gérard CAUDAL
Pr. Jordi FONT
Dr. Emmanuel DINNAT
Dr. Yann KERR
Dr. Nicolas REUL
Dr. Jacqueline BOUTIN
Dr. Danièle HAUSER

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directrice de thèse
Co-directrice de thèse

Résumé

Un regain d'intérêt pour la télédétection de la salinité de surface de l'océan (SSS) par radiométrie en bande-L (21 cm) est apparu dans les années 1990 et a conduit au lancement des missions spatiales SMOS (nov. 2009) et Aquarius (juin 2011). Cependant, en raison du faible rapport signal sur bruit, l'inversion de la SSS à partir des mesures radiométriques en bande-L est très difficile.

Ce travail porte sur l'étude de la signature radiométrique en bande-L des propriétés de la surface de l'océan (en particulier SSS et rugosité) à partir des mesures du radiomètre aéroporté en bande-L CAROLS, acquises dans le golfe de Gascogne en 2009 et 2010. Une première étude a montré que la SSS déduite des mesures du radiomètre CAROLS était précise à mieux que 0.3 pss dans une zone de forte variabilité spatio-temporelle avec une meilleure précision que les modèles océanographiques côtiers. La seconde étude qui combine les mesures passives (CAROLS) et active (diffusiomètre en bande-C STORM) a mis en évidence l'amélioration des nouveaux modèles de rugosité par rapport aux modèles pré-lancement satellitaires. Par ailleurs, l'étude a montré l'importance de la prise en compte des moyennes et grandes échelles de rugosité (> 20 cm) pour l'interprétation des mesures radiométriques loin du nadir.

Abstract

A renewal of interest for the radiometric L-band (21 cm) sea surface salinity (SSS) remote sensing appeared in the 1990s and led to the launch of the space missions SMOS (November 2009) and Aquarius (June 2011). However, due to the low signal to noise ratio, retrieving SSS from L-band radiometry is very challenging.

This work focuses on the study of the L-band radiometric signature of the ocean surface properties (especially SSS and roughness), using measurements from the CAROLS airborne L-band radiometer. These measurements were acquired in the Bay of Biscay in 2009 and 2010. A first study shows that SSS derived from CAROLS radiometer measurements was accurate to better than 0.3 pss in an area of high spatial and temporal variability with a higher accuracy than coastal numerical models. The second study which combines passive (CAROLS) and active (C-band scatterometer STORM) measurements, shows the improvement of the new satellite roughness models compared to pre-launch models. In addition, the study shows the importance of taking into account the medium and large roughness scales (> 20 cm) for the interpretation of radiometric measurements far from the nadir.

Remerciements

Je tiens tout d’abord à remercier ici toutes les personnes qui ont permis de mener ce travail à bien. En tout premier lieu, je voudrais remercier tout particulièrement Jacqueline Boutin et Danièle Hauser qui ont encadré ma thèse et été très attentives et disponibles durant ces presque quatre années de travail. Je leur suis extrêmement reconnaissant pour leur soutien scientifique et leurs qualités humaines qui ont rendu ces années de thèse agréables. Je tiens aussi à remercier chaleureusement toute l’équipe CAROLS du LATMOS (Pascal Fanise, Mickael Pardé, Mehrez Zribi) ainsi que Monique Dechambre pour les discussions enrichissantes et sympathiques lors des réunions au début de ma thèse, ou lors de la conférence Marocaine et des campagnes aéroportées. Toutes ces rencontres m’ont permis de comprendre les dessous de CAROLS en profondeur. Je souhaite remercier également Gilles Reverdin pour m’avoir beaucoup appris sur les mesures in situ au début de ma thèse, de m’avoir soutenu et de s’être intéressé à mon travail. Je remercie mes rapporteurs Emmanuel Dinnat et Jordi Font ainsi que les membres de mon jury, Gérard Caudal, Yann Kerr et Nicolas Reul d’avoir évalué mon travail avec intérêt.

Un grand merci à Joe Tenerelli pour ses réponses toujours rapides et précises sur le logiciel TRAP ainsi que pour les discussions très enrichissantes lors des nombreuses conférences SMOS. Merci à Joe, Nicolas, Xiaobin Yin, Nicolas Martin, Emmanuel, pour les programmes et bouts de code qu’ils ont développés et que j’ai pu utiliser en gagnant un temps précieux. Je tiens à remercier Simon Morisset pour tout son travail sur les données in situ et en particulier pour sa participation aux campagnes dans des conditions parfois difficiles. Merci à l’équipe réseau du LOCEAN (en particulier Pierre Brochard, Paul Zakharov et Julien Vincent) ainsi que Julien Brajard (et indirectement Jacques Lefrère), d’avoir bien voulu répondre à mes questions techniques ou statistiques qui dépassaient souvent le cadre de leur travail.

J’ai beaucoup apprécié ces années au LOCEAN où j’ai appris énormément scientifiquement et souvent sur des sujets très éloignés de mon sujet de thèse et de ma formation de base. J’ai également beaucoup savouré les nombreuses discussions plus ou moins scientifiques et plus ou moins récurrentes lors de nos repas de midi. Ces derniers mois, c’étaient mes rares moments de répit. Merci à tous les membres (passé et présent) du bureau 508 (en particulier Maïté et Agathe) ainsi qu’à tous ceux de passage qui ont rendu ce bureau si chaleureux et bien plus qu’un lieu de travail. Je remercie également les équipes SMOS (notamment l’équipe du CESBIO) d’avoir contribué à ce que les conférences SMOS, soit des moments fort agréables, très enrichissants et intenses.

Merci aux équipes de SAFIRE pour l’acquisition des données aéroportées ainsi qu’aux équipages de l’ANTEA et du Côte de la Manche pour les mesures bateau.

Je remercie aussi le CNES et le CNRS d'avoir financé ma thèse et particulièrement le CNES de m'avoir permis de participer à l'école d'été de l'ESA à Alpbach.

Merci également à toute l'équipe de hockey subaquatique pour ce moment de détente et de défolement hebdomadaire. Je tiens à remercier tout particulièrement Agathe, pour son soutien sans faille, ses relectures tardives et ses nombreux aller-retour vers la capitale. Je remercie ma famille et mes amis d'être toujours là bien que j'aie eu si peu de temps à leur accorder cette dernière année. En particulier merci à ma famille pour l'aide qu'ils m'ont apportée pour mon pot.

Enfin, j'ai une pensée chaleureuse pour Noël, qui m'a appris très jeune : "Je sais que je ne sais jamais".

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Table des matières	ix
Table des figures	xiii
Liste des tableaux	xvii
1 Introduction	1
2 Méthodes de mesures de la SSS	7
2.1 Mesures in situ	8
2.2 Principe de la mesure en radiométrie	9
2.2.1 Température de Brillance (Tb)	9
2.2.2 Température d'Antenne (T_A)	12
2.2.3 Notion de polarisation et paramètres de Stokes	13
2.2.4 Particularité de la bande-L	15
2.3 Modèle direct de la Tb en bande-L	17
2.3.1 Tb d'une mer plate	17
2.3.2 Tb induit par la rugosité de la surface de la mer	20
2.3.3 Émission et atténuation de l'atmosphère	34
2.3.4 Influence de la diffusion du signal céleste sur l'océan	35
2.3.5 TRAP (Terrestrial Radiometry Analysis Package)	39
2.4 Autres sources non modélisées	41
2.4.1 Impact et traitement des RFI	41
2.5 État de l'art de la mesure radiométrique en bande-L	42
2.6 Revue des études du liens actif/passif en microondes	45
2.6.1 Introduction	45
2.6.2 Théorie du lien actif/passif	46
3 Le radiomètre en bande-L CAROLS	51
3.1 Caractéristiques générales	53
3.2 Description du système	54
3.2.1 Antennes	55
3.2.2 Pertes : Antennes et Câbles	55
3.2.3 Calibration interne	55
3.2.4 Échantillonnage sous-harmonique	56

3.2.5	Performance de l'instrument	57
3.3	Traitement des données	58
3.3.1	Traitement des RFI et première moyenne	59
3.3.2	Sélection des données et moyenne finale	59
3.3.3	Bruit radiométrique	60
3.4	Modèles directs appliqués à CAROLS	60
3.4.1	Modèle de Tb d'une mer plate	60
3.4.2	Modèle de Tb induit par la rugosité	62
4	Le diffusiomètre en bande-C STORM	67
4.1	Présentation de l'instrument	68
4.2	Principe de la mesure	70
4.2.1	Coefficient de rétrodiffusion ou SERN	70
4.2.2	Modélisation du signal électromagnétique diffusé par la surface	73
4.3	Paramètres géophysiques	74
4.3.1	Étalonnage du diffusiomètre	74
4.3.2	Paramètres géophysiques après étalonnage	75
4.3.3	Décomposition des petites et grandes échelles	76
5	Les campagnes CAROLS	79
5.1	Campagne CAROLS 2009	80
5.2	Campagne CAROLS Novembre 2010	81
5.2.1	Description des vols	81
5.2.2	Description de la température et de la salinité de surface . .	83
5.2.3	Description des conditions de mer	84
6	Télédétection de la salinité	95
7	Influence de la rugosité sur la T_A	99
7.1	Influence du vent sur la T_A	100
7.1.1	$T_{A,rug}$ mesure et modèle	100
7.1.2	Analyse des résidus (mesures - modèles)	105
7.2	Influence de la mss sur la T_A	110
7.2.1	$T_{A,rug}$ CAROLS vs. vitesse du vent et mss	110
7.2.2	Influence des moyennes et grandes échelles	111
7.3	Discussion	112
7.3.1	Sources d'incertitudes du modèle direct	112
7.3.2	Influence de la vitesse du vent	114
7.3.3	Influence de l'azimut du vent	116
7.3.4	Impact des différentes échelles de rugosité	116
8	Conclusions et Perspectives	123
A	Acronymes	127
B	Article : [Martin et al., 2012]	129
B.1	Introduction	130
B.2	Data	131
B.2.1	CAROLS Radiometric Data	131
B.2.2	Sea Surface Conditions	132
B.3	Methods	135

B.3.1	Brightness Temperature Simulations and Inversion Methods .	135
B.3.2	Sea Surface Salinity Retrieval	135
B.4	Results	136
B.4.1	Measured and Simulated Brightness Temperatures	136
B.4.2	Retrieved Sea Surface Salinity vs. Reference SSS	137
B.5	Discussion and Conclusion	139
C	Variance des pentes : GNSS-R (GOLD) et STORM	143
D	Validation des données in situ	145
E	SMOS dans le golfe de Gascogne	149
F	Études des RFI à l'approche de Ouessant	157
F.1	Introduction	157
F.2	Variation du kurtosis avec la polarisation et l'angle d'incidence . . .	158
F.3	Nouvel algorithme	158
F.4	Évaluation de l'algorithme	160
F.5	Conclusions	160
G	Signal Galactique	163
H	Carte de résidu de Tb en polarisation H	167
	Bibliographie	169

Table des figures

2.1	Nombre d'observations de salinité en surface par grille de $1^\circ \times 1^\circ$ tel qu'inclus dans le World Ocean Atlas 2009 [Antonov et al., 2010] pour les mois de janvier (a) et juillet (b).	10
2.2	Spectre de rayonnement du corps noir.	11
2.3	Passage de la température de brillance à la température d'antenne. Tirée de [Dinnat, 2003]	12
2.4	Schéma des polarisations horizontales et verticales. Figure tirée de [Dinnat, 2003].	14
2.5	Sensibilité de la Tb à la SST, SSS et vitesse du vent en fonction de la fréquence à 50° d'angle d'incidence pour la polarisation V et H.	16
2.6	Valeurs réelles et imaginaires des trois modèles de constante diélectrique (KS, BA, GW et MW) en fonction de la SST ou SSS.	20
2.7	Tb d'une mer plate pour les modèles de constante diélectrique (KS, BA, GW et MW)	21
2.8	Différence entre la Tb de mer plate calculée avec la constante diélectrique (BA, GW et MW) et celle calculée avec le modèle KS en fonction de l'angle d'incidence pour les polarisation H et V.	22
2.9	Spectre de courbure omnidirectionnel d'après les modèles (DV2), (ECKV), (KHCC) pour une mer pleinement développée pour plusieurs vitesses du vent.	25
2.10	Fonctions de poids en fonction du nombre d'onde des vagues pour des angles de 0° et 30° d'incidence et spectre de courbure omnidirectionnel KHCC	27
2.11	Harmoniques de Tb_{rug} en fonction de la vitesse du vent pour les quatre modèles de rugosité (Yueh, TS-DV12, TS-DV2, SSA-KHCC) à 33° d'incidence.	32
2.12	Harmoniques de Tb_{rug} en fonction de l'angle d'incidence pour des vents de 6 m/s, 12 m/s et 17 m/s pour les modèles Yueh, TS-DV12, TS-DV2 et SSA-KHCC.	33
2.13	Influence des petites et grandes échelles en fonction de l'angle d'incidence	34
2.14	Carte du ciel. Figures tirées de [Le Vine and Abraham, 2004].	37
2.15	Étalement angulaire du signal céleste non polarisée à incidence normale après réflexion spéculaire (surface plane — SST = 15°C , SSS = 35 psu). L'unité est en Kelvin. Figure tirée de [Tenerelli et al., 2008].	37
2.16	Tb du soleil mesurée par CAROLS après réflexion/diffusion à la surface de l'océan.	40

2.17	Nouveaux modèles de rugosité du processeur SMOS en fonction de la vitesse du vent pour un angle d'incidence de 32.5° . En polarisation (a) H et (b) V. Crédit Sébastien Guimbard [Guimbard et al., 2012].	44
2.18	Fonctions de poids du radiomètre (à 10° , 30° et 50°) et du radar en fonction du nombre d'onde des vagues.	47
3.1	Positionnement des instruments à bord de l'ATR42	52
3.2	Représentation des tâches au sol des lobes principaux des antennes CAROLS (Nadir et Côté — 33°) et STORM pour une altitude de l'avion de 508m. Figure tirée de [Zribi et al., 2008]	53
3.3	Diagramme en block du système d'acquisition de CAROLS.	54
3.4	Diagramme d'antenne CAROLS.	55
3.5	Schéma de la séquence d'acquisition du radiomètre CAROLS.	56
3.6	Principe de l'échantillonnage subharmonique.	57
3.7	Performance de la nouvelle configuration CAROLS avec étalonnage sur la charge froide.	58
3.8	Tb du modèle de mer plate (KS) intégrée sur le lobe d'antenne CAROLS en fonction de la SSS et SST.	61
3.9	Tb du modèle de mer plate (KS) intégrée sur le lobe d'antenne CAROLS en fonction de l'angle d'incidence.	62
3.10	Tb_{rug} omnidirectionnelle intégrée sur le lobe d'antenne CAROLS en fonction de la vitesse du vent.	63
3.11	Premières et secondes harmoniques de Tb_{rug} intégrée sur le lobe d'antenne CAROLS en fonction de la vitesse du vent.	64
3.12	Exemples de l'effet de l'intégration des modèles de rugosité sur le lobe d'antenne. (a) Tb omnidirectionnelle induite par la rugosité (modèle TS-DV12) en fonction de la vitesse du vent. Première harmonique par rapport à la direction du vent pour les modèles (b) TS-DV12 et (c) TS-DV2. Le trait plein représente les modèles intégrés sur l'antenne CAROLS pointant à 33° , et le trait-tiret les modèles à 33° sans intégration.	65
3.13	Variation azimutale de la Tb d'après le modèle TS-DV12 pour une vitesse de vent de 12 m/s pour l'antenne CAROLS au Nadir ou à 33° d'incidence.	66
4.1	(a) Radôme STORM placé sous le fuselage de l'ATR-42, (b) Schéma de la configuration géométrique de STORM.	68
4.2	Coefficient de rétrodiffusion (σ^0) moyenné en fonction de l'angle d'incidence.	69
4.3	Géométrie de montage radar. Figures tirées de [Ulaby et al., 1982].	70
4.4	Spectre de puissance (en dB) en fonction de la distance radiale (échelle radiale arbitraire) d'une impulsion.	72
4.5	σ^0 (dB) à un angle d'incidence de 30° en polarisation VV en fonction de l'angle azimutal de l'antenne pour 2 tours d'antenne lorsque l'avion vole à plat. La courbe rouge au centre du nuage de point correspond à l'ajustement d'une courbe sinusoïdale.	72
4.6	Comparaison des σ_0 direct (vent Gascogne) vs. σ_0 STORM	75
4.7	Variance effective des pentes (mss_{eff} STORM) en fonction de la vitesse du vent STORM.	76

5.1	Bathymétrie et trace au sol des vols de la campagne CAROLS de Mai 2009 et Novembre 2010.	82
5.2	SSS et SST mesurées par le Côte de la Manche (CDLM) sous la trajectoire de l'avion des différents vols de la campagne de Novembre 2010.	83
5.3	Histogramme des vitesses de vent et de l'azimut du vent relativement à la direction de visée du radiomètre.	85
5.4	Vitesse du vent SSMI et STORM pour les vols de Novembre 2010.	86
5.5	Variation temporelle de la mss et de la vitesse de vent STORM le long de la trajectoire de l'avion.	87
5.6	Carte des mss STORM le long de la trajectoire de l'avion des quatre vols de la campagne de Novembre 2010.	88
5.7	Carte d'anomalie de mss le long de la trajectoire de l'avion.	89
5.8	Spectre fréquence-direction à la bouée Gascogne à 06UTC ou 18UTC correspondant au quatre vols de la campagne de Novembre 2010. Le spectre est tiré du modèle WaveWatch3.	90
5.9	Hauteur significative, vitesse et direction du vent à la bouée Gascogne en fonction du temps.	91
7.1	$T_{A,rug}$ CAROLS en fonction de la vitesse du vent STORM ou de la mss STORM.	101
7.2	$T_{A,rug}$ mesurée (CAROLS) et modélisée (Yueh, TS-DV12) des vols de la campagne de Novembre 2010 en fonction du temps. Les vents pour les T_A modélisées sont tirés	103
7.3	$T_{A,rug}$ modélisée (vent STORM) vs. $T_{A,rug}$ CAROLS	104
7.4	$T_{A,rug}$ modélisée (vent ERA Interim) vs. $T_{A,rug}$ CAROLS.	105
7.5	Résidu de $T_{A,rug}$ ($\Delta T_{A,rug}$) en fonction de la vitesse du vent STORM.	107
7.6	$\Delta T_{A,rug}$ en fonction de $\cos \varphi$ pour des vitesses de vent inférieures à 9 m/s.	109
7.7	$\Delta T_{A,rug}$ en fonction de $\cos 2\varphi$ pour des vitesses de vent inférieures à 9 m/s.	110
7.8	$\Delta T_{A,rug}$ en fonction de l'anomalie de mss pour des vitesse de vent inférieur à 9 m/s.	112
7.9	Fonctions de poids d'un radiomètre (à 10°, 30° et 50°). Représentation de la fonction de poids de la mss. Spectre de courbure DV2 et KHCC.	115
7.10	Coefficients de la seconde harmonique des spectres de courbures.	117
7.11	Composante omnidirectionnelle de Tb_{rug} d'après le modèle TS-ECKV en fonction de la vitesse du vent pour différents âges de vagues à 10°, 30° et 50° d'incidence.	118
7.12	Composante omnidirectionnelle de Tb_{rug} d'après le modèle SSA-KHCC en fonction de la vitesse du vent pour différents âges de vagues à 9°, 30° et 51° d'incidence.	119
7.13	Spectre de courbure omnidirectionnel (ECKV et KHCC) en fonction du nombre d'onde des vagues pour plusieurs vitesses de vent et âges de vagues.	120
7.14	mss filtrée totale en fonction de la vitesse du vent d'après le spectre de vague ECKV pour deux âges de vagues.	121

C.1	Variance des pentes (mss) déduit des mesures GNSS-R (GOLD) et de STORM sous la trace de l'avion en fonction de l'heure de vol pour trois vols de la campagne Novembre 2010.	144
D.1	Correction des biais et tendance des mesures CTD de l'AZTL.	146
D.2	Estimation de l'erreur d'extrapolation à l'aide des modèles océanographique côtier Mars 3D et Mercator/IBI.	147
E.1	(a) SSS SMOS (L2 v500) dans le golfe de Gascogne le 25 Novembre 2010. (b) Drapeau RFI du niveau 2 dans le golfe de Gascogne pour l'orbite du 25 Novembre. Valeur de 1 (marron) lorsqu'on suspecte des RFI et 0 (bleu) quand le drapeau n'est pas levé.	150
E.2	Tb maximum dans le champ de vue SMOS (cercle unité).	151
E.3	Carte de la trace de l'avion, des pixels SMOS étudiés et des traits de côte décalés.	152
E.4	Position des pixels SMOS étudiés dans le champ de vue SMOS.	153
E.5	Tb (modèle et mesure) en fonction de l'angle d'incidence avec en couleur la Tb maximale dans le cercle unité.	154
E.6	Tb (modèle et mesure) en fonction de l'angle d'incidence avec en couleur la latitude de chaque Tb.	155
E.7	Carte de la moyenne annuelle de Ty à 42.5° et représentation des ghosts. Crédit J.L. Vergely	156
F.1	Tb en fonction du temps des mesures CAROLS brutes et filtrées par un critère de kurtosis qui sont affectées vraisemblablement par les RFI.	158
F.2	Kurtosis des Tb en polarisation V et H en fonction de l'angle d'incidence durant les wing-wags.	159
F.3	Kurtosis des Tb en fonction des Tb pour la polarisation V.	159
F.4	(a) Nombre de données par block de 800 ms signalées comme RFI en fonction du temps (nb de block). (b) Histogramme du nombre données par block signalées comme RFI.	160
F.5	Tb en polarisation V en fonction du temps pour le traitement de RFI précédent (en bleu) et pour celui avec le nouvel algorithme (en rouge).	161
F.6	Comparaison du nouvel algorithme par rapport à une moyenne ou médiane des données brutes.	161
G.1	Signal galactique après réflexion ou diffusion à la surface de l'océan pour différentes directions de vol et différentes heures.	164
G.2	Signal galactique réfléchi déduit des mesures SMOS et modélisé. Crédit J. Tenerelli.	164
G.3	Projection de l'antenne sur la sphère céleste pour quatre directions de vol (matin).	165
G.4	Projection de l'antenne sur la sphère céleste pour cinq directions de vol (soir).	166
H.1	Carte de ΔTb_{rug} avec le modèle TS-DV12 le long de la trajectoire de l'avion.	168

Liste des tableaux

2.1	Bandes de fréquences protégées dans la gamme [500MHz ; 3GHz] pour la radioastronomie et l'observation passive de la terre. Informations tirées de [ITU, 2003b, ITU, 2003a].	15
2.2	Caractéristiques des modèles de rugosité	30
2.3	Composantes du modèles directs inclus ou ajouté dans TRAP. . . .	39
3.1	Principales caractéristiques techniques du radiomètre CAROLS. Adapté de [Zribi et al., 2011].	54
4.1	Caractéristiques du radar STORM (tableau tiré de [Hauser et al., 2003]).	69
5.1	Conditions géophysiques mesurées par STORM.	87
5.2	Conditions géophysiques mesurées à la bouée Gascogne lors des vols CAROLS.	87
7.1	Valeurs moyennes de $T_{A,rug}$ mesurée et modélisée.	101
7.2	$T_{A,rug}$ centrée : CAROLS vs. modèles avec vent STORM (184 données).102	
7.3	$T_{A,rug}$ centrée : CAROLS vs. modèles avec vent Era Interim (184 données)	104
7.4	Statistique des résidus en fonction de la vitesse du vent.	108
7.5	Corrélation des résidus de T_A en fonction du cosinus de l'azimut du vent.	109
7.6	Corrélation de $T_{A,rug}$ CAROLS avec les modèles de régression linéaire ou quadratique en vent ou mss STORM.	111
7.7	Corrélation des résidus de T_A en fonction de l'anomalie de mss. . . .	111
7.8	Résumé des variations de mss et $T_{A,rug}$ pour un Ω diminuant de 2 à 0.8 (modèle) ou pour les observations.	121

Chapitre 1

Introduction

Le cycle global de l'eau (ou cycle hydrologique) représente les flux d'eau entre les grands réservoirs d'eau de la planète. Ces flux sont caractérisés par les échanges massifs entre l'atmosphère et les deux grands réservoirs que sont l'océan (évaporation et précipitation) et la terre ainsi que par ceux entre la terre et l'océan (décharge des fleuves et fonte des glaces). Malgré un impact essentiel sur la société, le cycle hydrologique reste une composante mal connue du système climatique. En effet, jusqu'à peu, la difficulté des mesures des flux au-dessus de l'océan a limité les études sur le cycle hydrologique aux terres émergées. Or il est estimé que 86% de l'évaporation et 78% des précipitations ont lieu au dessus des océans [Schmitt, 2008]. Il est donc impossible d'ignorer l'océan pour comprendre le cycle hydrologique à l'échelle globale. Par ailleurs, on s'attend à une sensibilité importante du cycle hydrologique au réchauffement climatique. En effet, une augmentation de la température de l'atmosphère provoque une augmentation de la pression de vapeur saturante et donc une augmentation du contenu potentiel de vapeur d'eau dans l'atmosphère de $7\%/^{\circ}\text{C}^*$. Cette augmentation du réservoir d'eau de l'atmosphère peut provoquer une intensification du cycle hydrologique et avoir de lourdes conséquences pour la société. En effet, il semble que cette intensification renforce les déséquilibres de flux d'eau douce, i.e. qu'il y ait plus de précipitations dans les zones très pluvieuses et plus d'évaporation dans les zones arides [Solomon et al., 2007]. Les mesures de précipitation et d'évaporation sont difficiles et peu précises au-dessus de l'océan. En revanche ces phénomènes modifient la salinité de surface de l'océan (SSS). La SSS pourrait donc servir à jauger la différence évaporation moins précipitation ($E - P$), sous réserve d'une circulation océanique peu modifiée.

Plusieurs définitions de la salinité existent [IOC et al., 2010][†]. Parmi celles-ci, la salinité absolue est la masse de substance dissoute dans l'eau de mer et donc caractérise sa densité et permet de représenter avec précision les propriétés thermodynamiques de l'eau de mer. Elle s'exprime généralement en $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$. En pratique, la salinité est estimée à l'aide de la mesure de la conductivité de l'eau de mer et on définit la salinité pratique comme un rapport de conductivité que l'on exprime soit sans unité, soit en pss-78 (Practical Salinity Scale) que je noterai simplement pss. La variabilité de ces deux grandeurs est très voisine. Vu la précision qui nous intéressent ici, on peut considérer qu'elles diffèrent d'un biais de 0.16 pss. Dans ce manuscrit, j'exprimerai la salinité en pss étant donné que la mesure radiométrique est au premier ordre une mesure de la conductivité de l'eau de mer. La salinité

*. formule de Clausius-Clapeyron pour une température moyenne du globe de 14°C .

globale des eaux océaniques est très stable (comprise à 90% entre 34 pss et 35 pss [Fieux, 2010]) mais varie beaucoup plus en surface (d'environ 32 pss à 38 pss).

En plus des échanges avec l'atmosphère ($E - P$), les variations de SSS sont générées par les flux d'eau douce provenant des apports fluviaux et de la fonte des glaces, et par la circulation océanique. Ces variations de salinités modifient la densité de l'eau de mer à des échelles comparables aux variations de température[‡] et jouent ainsi un rôle important sur la circulation thermohaline et donc sur la redistribution de la chaleur entre les basses et hautes latitudes. Enfin de part son influence sur la densité de l'eau de mer, des dessalures de surface peuvent générer l'apparition de couches barrières qui isolent la couche de surface des couches de subsurface et peuvent fortement influencer les échanges océan-atmosphère.

Par ailleurs, la SSS est un très bon traceur des masses d'eau de surface (moins rapidement affecté que la température de surface SST par les échanges avec l'atmosphère, sous conditions atmosphériques non-précipitantes) et de ce fait souvent corrélé à des propriétés biogéochimiques de l'eau de mer comme le CO_2 (e.g. [Lefèvre et al., 2010]) ou la chlorophylle (e.g. [Fournier et al., 2012]).

Jusqu'à récemment la mesure de la SSS était possible uniquement à l'aide de mesure in situ. Ces mesures sont issues de diverses plateformes : les campagnes océanographiques fournissent un ensemble de mesures dont l'échantillonnage spatiale et temporel est généralement très irrégulier ; les navires d'opportunités (bateau marchand), flotteurs ou bouées autonomes e.g. ARGO (Array for Real-Time Geostrophic Oceanography) [Riser et al., 2008] fournissent des mesures plus régulières dans le temps et/ou l'espace ; le réseau de mouillages PIRATA, TAO et RAMA effectuent des mesures hautes fréquences (typiquement horaires) sur de longues périodes en point fixe dans la zone tropicale. Toutes les données in situ sont collectées et corrigées (e.g. World Ocean Atlas, [Antonov et al., 2010]) puis utilisées par les océanographes. En moyenne une mesure de SSS est effectuée environ tous les $3^\circ \times 3^\circ$ et tous les 10 jours, avec cependant un plus fort échantillonnage dans les zones de convergence de courants et relativement moins de mesures dans l'hémisphère sud. En outre, la plupart de ces observations échantillonnent la colonne d'eau océanique à partir de profondeur allant de 5 m à 10 m sans réel échantillonnage de la surface. Or dans les régions pluvieuses la salinité peut différer de 0.1 pss à plus de 1 pss entre la surface et 10 m [Henocq, 2009] et [Reverdin et al., 2012].

†. La salinité absolue est définie comme la fraction de masse de matière dissoute de l'eau de mer (non- H_2O) à $25^\circ C$ à la pression au niveau de la mer. Elle s'exprime en $kg \cdot kg^{-1}$ dans le SI mais plus généralement en $g \cdot kg^{-1}$. La salinité pratique est définie comme le rapport de la conductivité électrique de l'échantillon d'eau de mer à $15^\circ C$ et 1013 hPa sur celui d'une solution de référence de chlorure de potassium (KCl). Bien que cette grandeur soit sans unité, on peut l'exprimer en pss-78 (Practical Salinity Scale). Cette échelle est valide pour des salinité variant de 2 pss à 42 pss. La salinité de référence correspond à la salinité absolue de l'eau de mer standard, qui est l'eau de surface collectée dans une région non précisée de l'Atlantique Nord. Elle s'exprime en $g \cdot kg^{-1}$. La relation entre la salinité de référence (S_R) et la salinité pratique (S_P) est proportionnelle : $S_R = u_{PS} S_P$ avec $u_{PS} \equiv (35.165\,04/35) g \cdot kg^{-1}$. La salinité absolue est la somme de la salinité de référence et de l'anomalie de salinité absolue. Cette anomalie se caractérise principalement par des différences de concentration de silicate qui affecte la densité de l'échantillon d'eau de mer sans modifier significativement sa conductivité. Les sels dissous principaux dans l'eau de mer sont les ions chlorure (55%), sodium (31%), sulfate (8%) et magnésium (4%).

‡. Pour une eau à $10^\circ C$ et 35 pss, une variation d'une unité de salinité a le même impact sur la densité qu'une variation de température de $5^\circ C$.

Pour palier ces manques d'échantillons, la communauté scientifique a recommandé le développement des mesures in situ de la salinité de la couche supérieure de l'océan (au-dessus de 5 m) ainsi que des mesures de la SSS par satellite qui sont sensibles au premier centimètre [Lagerloef et al., 1995]. Le concept de télédétection de la SSS par radiométrie en bande-L a été démontré dès les années 1970 à bord de la station spatiale Skylab [Lerner and Hollinger, 1977] et par les premiers systèmes aéroportés microondes [Thomann, 1976, Blume et al., 1978]. À la fin des années 1990, l'amélioration des technologies permet, à partir des mesures de deux interféromètres microondes aéroportés [Le Vine et al., 1998, Miller et al., 1998], de produire des cartes de SSS en zone côtière avec une précision d'environ 1 pss ce qui relança l'intérêt pour cette technologie. Ceci amena les agences spatiales européennes (ESA — European Space Agency), américaine (NASA — National Aeronautics and Space Administration) et argentine (CONAE — Comisión Nacional de Actividades Espaciales) à construire et lancer les deux missions spatiales : SMOS (lancement en Nov. 2009) et Aquarius/SAC-D (lancement en Juin 2011) [Kerr et al., 2010, Le Vine et al., 2010]. Ces deux missions spatiales ont pour objectif de mesurer la SSS avec une précision de 0.1 pss–0.2 pss sur des échelles spatiales et temporelles de $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ à $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ et 10 jours à 30 jours. Ces deux missions dérivent la SSS par radiométrie en bande-L en utilisant des technologies différentes. SMOS dont l'objectif est également de dériver l'humidité des sols, utilise une antenne interférométrique composée de trois bras de plus de 4 m, qui permet d'atteindre une résolution spatiale de l'ordre de 40 km, d'acquérir des mesures sur un large champ de vue de la surface de la Terre (environ $1000 \text{ km} \times 1200 \text{ km}$) ainsi que d'observer un pixel sous plusieurs angles d'incidence. Ces caractéristiques des mesures SMOS sont obtenues au détriment de la résolution radiométrique (de 1.8 K à 3 K sur 1.2 s). La mission Aquarius qui n'avait pas la contrainte de la résolution spatiale de 50 km imposée par la restitution de l'humidité des sols, a choisi d'utiliser une antenne réelle (d'environ 2.5 m) avec trois cornets à différents angles d'incidence (28.7° , 37.8° et 45.6°) et acquière des mesures en mode passif (radiomètre) et actif (diffusiomètre). La résolution spatiale (en passif) est d'environ 100 km et les trois faisceaux permettent une fauchée de 300 km. L'avantage de cette configuration est de disposer d'une très bonne résolution radiométrique (environ 0.6 K sur 5.8 s) ainsi que des mesures de rugosité de la surface de la mer concomitante avec le diffusiomètre.

Les mesures satellitaires de SSS par SMOS et Aquarius ont déjà fourni des résultats intéressants (e.g. [Font et al., 2012], [Lagerloef et al., 2012]) dont l'apport principal est pour l'instant la détection de signaux fortement contrastés en sel sur des échelles de 50 km–1000 km, qui n'étaient pas détectables avec les mesures traditionnelles [Reul et al., 2013]. Ces mesures ont fourni par exemple de nouvelles estimations des vitesses de propagation des structures en salinité des ondes tropicales d'instabilité dans le Pacifique tropical [Lee et al., 2012], ou un suivi spatio-temporel de la variabilité dans le Pacifique tropical nord-est lié à la variabilité saisonnière de l'upwelling (remonté d'eau sous-jacente) de Panama et des “gap winds” [Alory et al., 2012]. Par ailleurs, ces mesures ont permis de suivre l'évolution temporelle de la SSS avant et après le passage de cyclones, au large du panache de l'Amazone et de l'Orenoque, montrant selon les régions le maintien ou la destruction de couches barrières ces dernières pouvant favoriser l'intensification d'un cyclone en limitant les échanges entre l'atmosphère et l'océan à une couche océanique relativement mince isolée des eaux plus froides en profondeur [Grotsky et al., 2012]. Une bonne compréhension et estimation de ces processus océanographiques est in-

dispensable pour que la SSS puisse être utilisée pour jauger les flux d'eau douce entre les différents réservoirs. [Boutin et al., 2013] a montré dans la zone intertropicale du Pacifique une relation linéaire entre les précipitations et la SSS avec une pente de $-0.14 \text{ pss} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{h}$. Par ailleurs, des études récentes ont mis en évidence une évolution décennale de la salinité (e.g. [Terray et al., 2012, Durack et al., 2012]) qui se traduit très schématiquement par une augmentation de la SSS dans les zones à forte évaporation et une diminution dans les zones à fortes précipitations. Une longue série (pluridécennale) de mesures satellitaires de SSS permettrait d'estimer plus précisément ces anomalies de flux d'eau douce.

Le principe de la mesure par télédétection consiste à estimer l'émission microonde de la surface de l'océan à une fréquence électromagnétique donnée. L'émission microonde dépend principalement de la constante diélectrique de l'eau de mer qui est affectée à son tour par la salinité et la température [Klein and Swift, 1977]. Le choix de la fréquence électromagnétique est un compromis entre la sensibilité à la salinité, la résolution spatiale, la taille de l'antenne et l'allocation des bandes de fréquences. Le choix a été fait d'utiliser la bande de fréquence protégée à 1.4 GHz (21 cm) i.e. appartenant à la bande-L de fréquence d'après la nomenclature IEEE. De nombreux facteurs autres que la salinité et la température affectent le signal radiométrique qu'il faut alors corriger. Afin de ne pas introduire de corrections parasites, il est nécessaire d'avoir une très bonne connaissance et compréhension de tous les paramètres affectant le signal mesuré. C'est dans ce cadre qu'a été développé le radiomètre aéroporté en bande-L CAROLS (Cooperative Airborne Radiometer for Ocean and Land Studies) [Zribi et al., 2011]. Ce radiomètre présente une très grande sensibilité et stabilité tel que démontré lors des vols de certification, qualification et validation qui se sont déroulés lors des campagnes aéroportées de 2007 et 2008. Les campagnes aéroportées de 2009 et 2010 qui se sont déroulées conjointement à des campagnes océanographiques de mesures in situ dans le golfe de Gascogne ont comme finalité l'étude du signal radiométrique mesuré par CAROLS relativement aux paramètres géophysiques mesurés in situ ou avec un diffusiomètre en bande-C (STORM — Système de Télédétection pour l'Observation par Radar de la Mer) afin de valider ou d'améliorer les modèles et méthodes utilisés dans le traitement des données radiométriques satellitaires en bande-L. Par rapport aux mesures satellitaires, les mesures aéroportées échantillonnent des variations géophysiques plus restreintes mais mieux échantillonnées.

L'objectif de mon travail est l'étude de la surface de l'océan à partir des mesures en bande-L du radiomètre CAROLS acquises lors des campagnes de 2009 et 2010 afin d'accroître notre connaissance de la physique de la mesure en radiométrie en bande-L, du couplage entre mesures actives et passives et ainsi de proposer des pistes pour améliorer l'inversion de la salinité à partir des mesures satellitaires. Pour relier les propriétés géophysiques aux mesures radiométriques, deux approches sont possibles. Une approche directe, qui modélise le signal reçu par le radiomètre CAROLS en fonction des caractéristiques de l'instrument (fréquence, géométrie de l'antenne, angle de visé, ...), des propriétés de la surface océanique (température, salinité, état de mer), des milieux traversés (atmosphère), des signaux réfléchis (signal céleste). Cette approche permet de mettre en relation les paramètres géophysiques de la surface avec le signal mesuré par l'instrument, d'étudier la sensibilité du signal par rapport à différents paramètres et d'estimer les sources d'incertitudes de la modélisation. La seconde approche est une approche inverse où l'on tente de déterminer les paramètres géophysiques à partir des mesures de l'instrument et éventuellement

une certaine connaissance a priori de ces paramètres. Cette inversion peut être faite sur la base d’une relation statistique entre les paramètres géophysiques et le signal mesuré par l’instrument ou à l’aide d’une estimation itérative des paramètres géophysiques en minimisant la distance entre le signal simulé par le modèle direct et le signal mesuré. C’est cette dernière approche qui est utilisée pour restituer la SSS à partir des mesures SMOS par le processeur ESA.

Dans ce manuscrit je propose une étude du signal radiométrique en bande-L CAROLS en fonction de deux facteurs géophysiques influençant ce signal au premier ordre, i.e. la SSS et la rugosité de surface. Cette étude a été réalisée à l’aide du programme TRAP (Terrestrial Radiometry Analysis Package) qui a été développé pour analyser les mesures de la campagne CoSMOS-océan [Reul et al., 2006]. J’utiliserai les mesures aéroportées du diffusiomètre STORM qui fournit certaines caractéristiques de l’état de surface de la mer [Hauser et al., 2003, Hauser et al., 2008]. Le diffusiomètre a volé en association avec le radiomètre CAROLS pour environ la moitié des vols afin de mettre en correspondance les signaux des deux instruments.

Je commencerai par une description des méthodes, des modèles et des principales missions aéroportées et spatiales impliqués dans la télédétection de la salinité dans le Chapitre 2. Je poursuivrai par une description des données dans les Chapitres 3 à 5. Le Chapitre 3 présente le radiomètre CAROLS, les signaux enregistrés, les traitements effectués ainsi que les modèles appliqués à la géométrie de l’antenne CAROLS. Le Chapitre 4 est consacré à la description des principales caractéristiques du diffusiomètre STORM et des méthodes d’inversion permettant de décrire la rugosité de la surface. Le Chapitre 5 décrit les campagnes et les conditions géophysiques des vols utilisés pour ce travail. Le Chapitre 6 résume les résultats de l’étude consacrée à l’inversion de la SSS à partir des mesures CAROLS et aux comparaisons de ces SSS inversées aux mesures in situ et aux différents champs de salinité disponible [Martin et al., 2012] (Annexe B). Cette étude a montré que l’incertitude de la SSS inversée semblait venir principalement de l’incertitude de l’influence de la rugosité sur le signal radiométrique. Découlant des conclusions de cette première étude, le Chapitre 7 présente une étude spécifique de l’influence de la rugosité sur ce signal en combinant les mesures passives CAROLS et actives du diffusiomètre STORM. Le Chapitre 8 présente un résumé des principales conclusions de ce travail et les perspectives qui en découlent.

Chapitre 2

Méthodes de mesures de la salinité de surface

Sommaire

2.1	Mesures in situ	8
2.2	Principe de la mesure en radiométrie	9
2.2.1	Température de Brilliance (Tb)	9
2.2.2	Température d'Antenne (T_A)	12
2.2.3	Notion de polarisation et paramètres de Stokes	13
2.2.4	Particularité de la bande-L	15
2.3	Modèle direct de la Tb en bande-L	17
2.3.1	Tb d'une mer plate	17
2.3.2	Tb induit par la rugosité de la surface de la mer	20
2.3.3	Émission et atténuation de l'atmosphère	34
2.3.4	Influence de la diffusion du signal céleste sur l'océan	35
2.3.5	TRAP (Terrestrial Radiometry Analysis Package)	39
2.4	Autres sources non modélisées	41
2.4.1	Impact et traitement des RFI	41
2.5	État de l'art de la mesure radiométrique en bande-L	42
2.6	Revue des études du liens actif/passif en microondes	45
2.6.1	Introduction	45
2.6.2	Théorie du lien actif/passif	46

Introduction

Dans ce chapitre je vais présenter les différentes méthodes de mesures de la salinité de surface avec une courte présentation des mesures in situ et un plus long développement des mesures par télédétection. Dans la première section je commencerai par présenter succinctement les instruments utilisés par la communauté océanographique et leurs principales caractéristiques. Un certain nombre de ces instruments ont été utilisés lors des campagnes océanographiques de 2009 et 2010 ; campagnes dont les mesures sont décrites dans le Chapitre 5. La deuxième section introduit les grandeurs physiques qui sont mesurées par les radiomètres ainsi que les notations de base. La troisième section présente les modèles directs permettant de simuler l'influence des paramètres géophysiques sur le signal radiométrique. La quatrième section indique l'impact des interférences radiofréquences sur le signal radiométrique

(SMOS, Aquarius ou CAROLS) et expose plusieurs méthodes de traitement. Les deux dernières sections présentent l’historique et l’état de l’art de la mesure de la salinité par radiométrie en bande-L et des liens actifs/passifs.

2.1 Mesures in situ

Aujourd’hui la plupart des mesures in situ de la salinité repose sur la mesure de la conductivité de l’eau de mer. De nouvelles méthodes basées sur la diffraction de l’eau existent [Malardé et al., 2009] mais ne sont pas largement utilisées. Je m’intéresserai dans cette section uniquement à la salinité de surface acquise entre 0 m et 10 m de profondeur. [Henocq, 2009] présente une étude détaillée des différentes mesures in situ de la salinité de surface ainsi que de la stratification verticale de la salinité dans les 10 premiers mètres. Ces mesures peuvent se scinder en plusieurs catégories que je regroupe en fonction de l’échantillonnage spatio-temporel.

CTD, XCTD et prélèvement fournissent des données ponctuelles de salinités et de températures à différentes profondeurs. CTD (Conductivity, Temperature, Depth), les sondes jetables XCTD (eXpendable CTD) fournissent des profils en fonction de la profondeur. Ces instruments sont utilisés par des navires océanographiques (CTD, XCTD et prélèvement) ou par des navires d’opportunités (XCTD, prélèvement).

Gliders et Wave-Gliders fournissent des données le long d’une trajectoire prédéfinie. Les gliders oscillent entre la surface et une certaine profondeur à l’aide d’une vessie gonflable. Les wave-gliders restent en surface et tirent leur énergie de celle des vagues. Ce sont des instruments autonomes qui sont déployés pour des périodes allant jusqu’à plusieurs mois. À chaque remonté en surface la trajectoire du glider peut être reprogrammée.

Bouées, profileurs dérivants et éléphants de mer fournissent des données selon leur dérive/trajectoire pour des périodes allant du mois à plus d’une année. Les bouées sont conçues pour mesurer une salinité à une profondeur donnée (environ 50 cm pour les Pacificgyre et Meteocean, 28 cm, 17 cm et 4 cm pour respectivement les Surfact, Surplus et Surpact [Reverdin et al., 2010, Reverdin et al., 2013b]). Les profileurs (réseau ARGO [Riser et al., 2008]) échantillonnent la surface tous les 10 jours et lors de leurs remontés arrêtent de pomper l’eau dans la cellule de conductivité vers 5 m. Récemment des profileurs ARGO-STS (Surface Temperature Salinity) permettant d’échantillonner les premiers cm de la surface océanique ont été développés (31 déploiements au printemps 2012, [Riser, workshop Aquarius 2012]). Les éléphants de mer fournissent des données essentiellement sur les zones de prédatons (front, plateau antarctique, ...).

TSG fournissent des données le long des trajectoires des navires océanographiques ou marchands. Les TSG (ThermoSalinoGraph) mesurent la salinité d’une eau pompée généralement entre 3 m et 5 m. Les TSG placés sur les navires marchands permettent d’acquérir des données régulières sur de longues périodes (annuelles) le long de traversées régulières.

Mouillages et bouées fixes fournissent des données d’un point fixe sur de longues périodes (mensuelles à multi-annuelles par exemple pour les réseaux TAO, PI-RATA, RAMA) avec une haute résolution temporelle (généralement horaire).

En introduction, j’ai précisé que malgré la diversité de ces plateformes de mesures, la couverture spatio-temporelle des mesures de salinité reste sous-échantillonnée et inégalement répartie à la surface des océans (Figure 2.1 page suivante [Antonov et al., 2010]). Malgré une nette amélioration de la couverture spatiale par rapport au World Ocean Atlas 2005 [Antonov et al., 2006] (non montrée), l’Atlantique Sud et le Pacifique Sud restent peu échantillonnés particulièrement dans les subtropiques. On remarque également une asymétrie dans la distribution spatiale des observations entre le mois de Janvier et Juillet particulièrement pour les hautes latitudes.

2.2 Principe de la mesure en radiométrie

Un radiomètre est un instrument passif qui mesure le flux électromagnétique reçu par une antenne. Le flux mesuré provient, dans notre cas, du rayonnement (émission) du milieu naturel (atmosphère, surface de l’océan), du rayonnement extra-terrestre (soleil, galaxie), mais aussi de sources anthropiques que l’on appelle interférence radiofréquence (RFI — RadioFrequency Interference)*.

Dans cette section, je commencerai par introduire deux grandeurs courantes en radiométrie hyperfréquence, la température de brillance, notée T_b et la température d’antenne, notée T_A . Ces grandeurs représentent malgré leur dénomination des “puissances”, s’expriment en Kelvin K et sont des grandeurs extensives†. Je poursuivrai avec l’introduction des notions de polarisation et de paramètres de Stokes et terminerai avec une description des particularités de la bande-L.

2.2.1 Température de Brillance (T_b)

D’après la théorie du corps noir, un corps noir est un objet qui absorbe tout le rayonnement incident à sa surface. Ce corps émet une puissance qui dépend de sa température. La puissance reçue par unité d’angle solide et de surface d’un capteur est appelée luminance (radiance en anglais) ou brillance (B) en hyperfréquence et s’exprime en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$.

La brillance par longueur d’onde (émittance spectrale) d’un corps noir à la température T^\ddagger est donnée par la loi de Planck (représentée Figure 2.2 page 11) :

$$B_\lambda(\lambda, T) = L(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \quad (2.1)$$

avec $h \approx 6.62 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$ la constante de Planck, $c \approx 2.99 \times 10^8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ la vitesse du rayonnement émis et $k_B \approx 1.38 \times 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$ la constante de Boltzmann.

Si on ne s’intéresse qu’aux plus grandes longueurs d’onde (supérieure au millimètre), tel que $hc \ll \lambda k_B T$ i.e. $\lambda \gg 10^{-3} \text{ m}$, la loi de Planck se réduit à la formule de Rayleigh-Jeans :

$$B_\lambda(\lambda, T) = \frac{2c \cdot k_B \cdot T_{phys}}{\lambda^4} \quad (2.2)$$

*. Ces interférences peuvent provenir de radar terrestre (militaire ou civil), de satellites de télécommunication, de radioamateur ainsi que d’autres instruments qui émettent dans la bande de fréquence observée.

†. Le terme “température” représente habituellement la température thermodynamique qui est une grandeur intensive.

‡. La température T , représente la température thermodynamique ou physique classique. Je la noterai aussi T_{phys} .

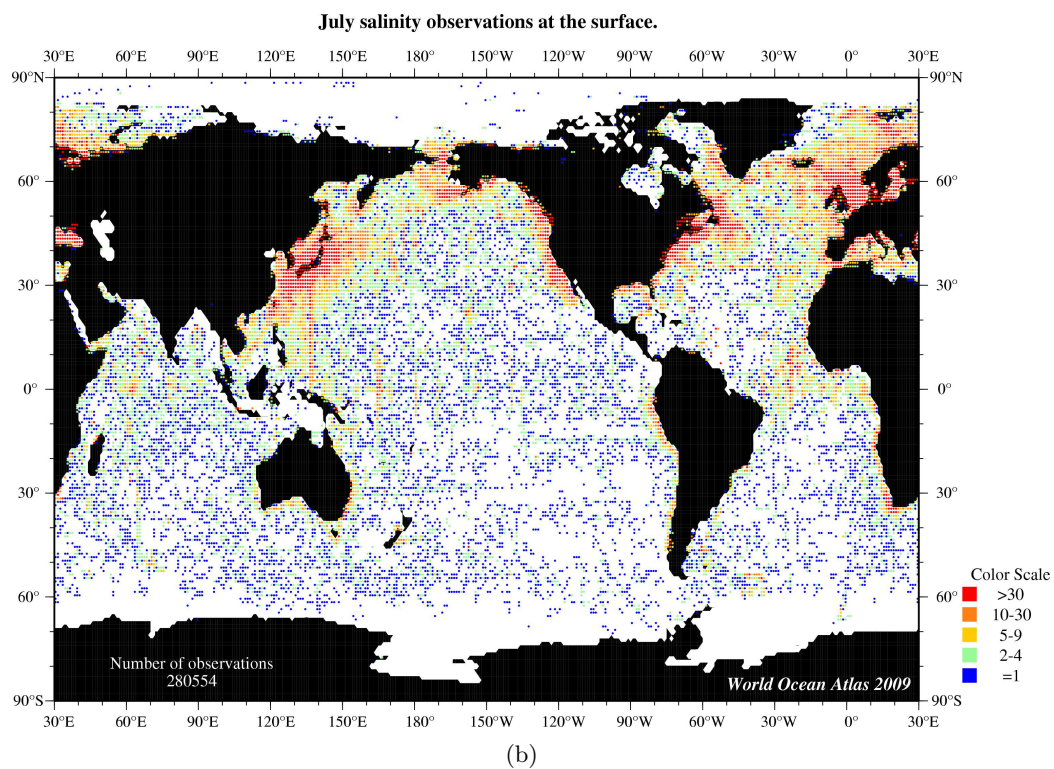
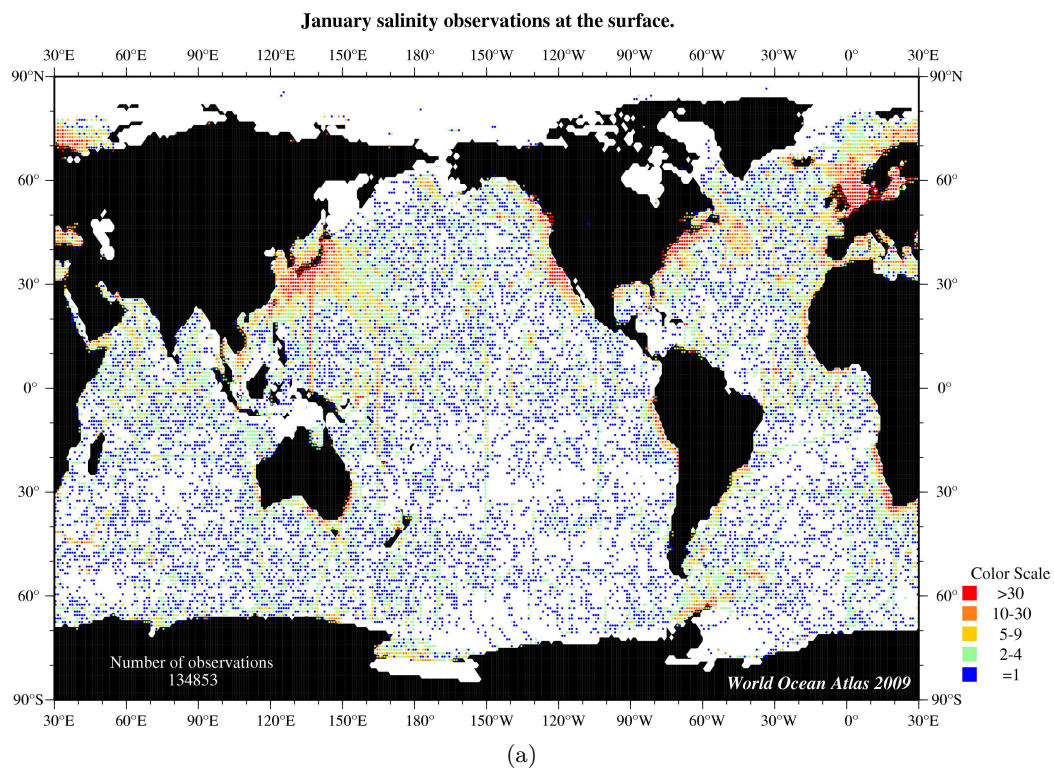


Figure 2.1 – Nombre d’observations de salinité en surface par grille de $1^\circ \times 1^\circ$ tel qu’inclus dans le World Ocean Atlas 2009 [Antonov et al., 2010] pour les mois de janvier (a) et juillet (b).

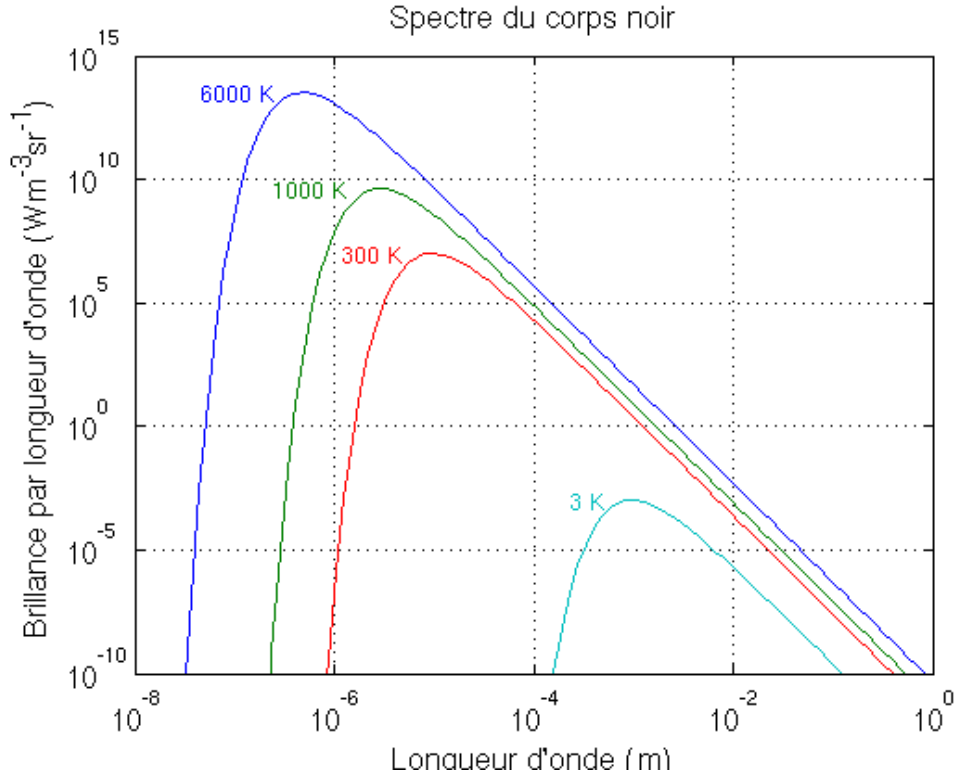


Figure 2.2 – Spectre de rayonnement d'un corps noir à des températures physiques de 6000 K (en bleu), 1000 K (en vert), 300 K (en rouge) et 3 K (en cyan). Brillance par longueur d'onde ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) en fonction de la longueur d'onde.

À l'aide de la relation $\partial\lambda = c/f^2 \cdot \partial f$ on revient à la brillance spectrale qui est plus couramment utilisée en radiométrie, en particulier la seconde expression :

$$B_f(f, T) = \frac{2 \cdot f^2 \cdot k_B \cdot T_{phys}}{c^2} \quad (2.3)$$

$$B_f(\lambda, T) = \frac{2 \cdot k_B \cdot T_{phys}}{\lambda^2} \quad (2.4)$$

On obtient une relation proportionnelle entre la brillance et la température thermodynamique du corps noir. Peu de corps se comportent comme un corps noir, on définit alors un corps gris. Ce corps émet moins et absorbe moins d'énergie qu'un corps noir qui est un absorbant parfait. On définit la température de brillance (T_b) d'un corps gris comme la température thermodynamique du corps noir émettant la même brillance que le corps gris considéré. La relation entre la température thermodynamique et la température de brillance s'exprime à l'aide de l'émissivité (e) qui est définie comme le rapport entre la brillance effective du corps et la brillance qu'aurait un corps noir à la même température thermodynamique. Soit :

$$e(\lambda, T, \theta) = \frac{B(\lambda, T, \theta)}{B(\lambda, T)_{\text{corps noir}}} = \frac{T_b(\lambda, T, \theta)}{T_{phys}} \leq 1 \quad (2.5)$$

L'émissivité d'un corps est une grandeur sans dimension qui est nécessairement comprise entre 0 et 1. Elle dépend généralement de la fréquence et de la géométrie (angle d'incidence θ) à laquelle est observé le corps. Si l'émissivité du corps est constante avec la fréquence, on appelle ce corps, un corps gris. En pratique, sur une bande de fréquence suffisamment petite, on peut considérer la plupart des corps

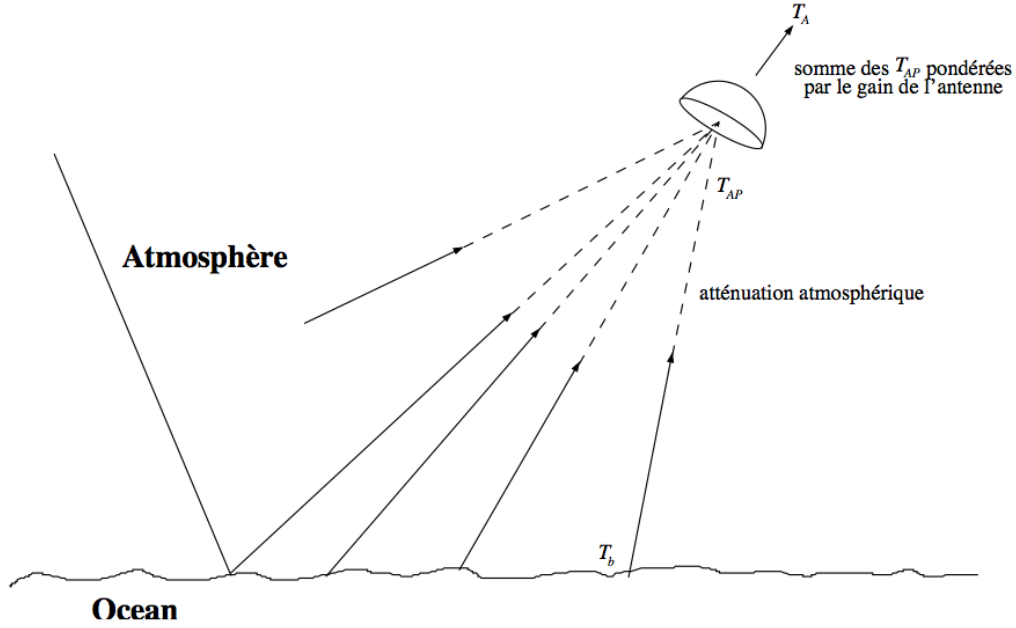


Figure 2.3 – Passage de la température de brillance à la température d'antenne. Tirée de [Dinnat, 2003]

comme des corps gris. Hypothèse que l'on applique pour la radiométrie en bande-L. En bande-L, l'émissivité de l'océan au nadir est d'environ 0.3 et varie jusqu'à environ 0.2 et 0.5 à 55° d'incidence pour respectivement la polarisation H et V.

2.2.2 Température d'Antenne (T_A)

De manière similaire à la température de brillance, on a l'habitude d'exprimer la puissance reçue (P_r) par le radiomètre par le terme température d'antenne noté (T_A) définie par la relation suivante pour une antenne sans perte [Ulaby et al., 1981] :

$$P_r = k_B \cdot T_A \cdot B \quad (2.6)$$

avec B la bande passante du radiomètre. T_A représente alors la température physique à laquelle une résistance délivrerait au récepteur une puissance de bruit thermique identique à celle délivrée par l'antenne.

T_A est le signal mesuré à la sortie de l'antenne et correspond à l'intégrale sur une sphère à l'entrée de l'antenne des températures apparentes $T_{Ap}(\theta_a, \varphi_a)$ dans la direction de l'antenne pondérées par le gain de l'antenne $G(\theta_a, \varphi_a)$. On a donc :

$$T_A = \frac{1}{4\pi} \cdot \iint_{4\pi} T_{Ap}(\theta_a, \varphi_a) \cdot G(\theta_a, \varphi_a) d\Omega \quad (2.7)$$

Où T_{Ap} , les températures apparentes représentent l'ensemble des sources qui émettent dans la direction (θ_a, φ_a) . Ces sources proviennent de la surface de l'océan, mais également de l'atmosphère ou de signaux réfléchis à la surface de la mer. Ces différents rayonnements sont également modifiés par le milieu qu'ils traversent avant d'atteindre l'antenne.

Le signal à l'entrée de l'antenne se décompose comme le signal émis par la surface de la mer (Tb_{mer}) atténué par la traversée de l'atmosphère (τ_θ), l'émission de

l'atmosphère orientée vers le bas et de la contribution du signal céleste réfléchi et atténué par la surface de l'océan (respectivement $Tb_{atm\downarrow}, Tb_{ciel}, R$) et l'émission de l'atmosphère orientée vers le haut ($Tb_{atm\uparrow}$). Ici j'utilise une formulation simplifiée qui ne tient compte que de la réflexion spéculaire (R) à la surface de l'océan et néglige la diffusion des signaux célestes et atmosphériques par la surface. Soit :

$$T_{Ap}(z, \theta, \varphi) = Tb_{mer}(\theta, \varphi) \cdot e^{-\tau_\theta(0,z)} + R(\theta, \varphi) \cdot (Tb_{ciel} \cdot e^{-\tau_\theta} + Tb_{atm\downarrow}) \cdot e^{-\tau_\theta(0,z)} + Tb_{atm\uparrow} \quad (2.8)$$

Chacune de ces contributions n'est pas isotrope et dépend donc de la direction de l'observation (θ, φ). La contribution de la mer dépend de la SSS, SST et de l'état de rugosité de la surface (caractérisé au premier ordre par le vent). Les variations de la contribution atmosphérique sont principalement liées à la quantité d'atmosphère (en particulier d'oxygène) émettrice ($Tb_{atm}(z)$) ou traversée ($\tau_\theta(0, z)$) et dépend principalement de l'altitude de l'avion et de la pression atmosphérique à la surface. La contribution du signal céleste dépend des astres visibles à la surface de l'océan i.e. de la date et de l'heure. Mais le signal dépend également des coefficients de diffusion à la surface qui sont reliés à la rugosité de la surface.

Ces équations sont valables pour l'ensemble des radiomètres micro-ondes et la sensibilité aux différents paramètres géophysiques dépend essentiellement de la fréquence d'acquisition. Point que j'aborderai à la fin de cette section après avoir présenté les notions de polarisation.

2.2.3 Notion de polarisation et paramètres de Stokes

La polarisation des ondes électromagnétiques est décrite par l'orientation du champ électrique à un point de l'espace sur une période d'oscillation. L'onde se propage dans la direction du vecteur de Poynting et oscille perpendiculairement à ce vecteur. Le champ électrique peut être orienté dans une seule direction de l'espace (polarisation linéaire) ou peut tourner le long de sa propagation (polarisation elliptique ou circulaire). Dans le cas de la polarisation linéaire, deux orientations orthogonales sont privilégiées, la verticale et l'horizontale (Figure 2.4 page suivante). La polarisation verticale (V) est dans le plan défini par le vecteur de Poynting et la verticale locale (plan d'élévation ou plan d'incidence). La polarisation horizontale (H) est dans le plan défini par le vecteur de Poynting et l'horizontal local (plan azimutal).

En radiométrie, le signal mesuré n'est que partiellement polarisé. Les paramètres de Stokes permettent de décrire l'état de polarisation de l'onde électromagnétique. On les rassemble habituellement dans un vecteur, le vecteur de Stokes :

$$\vec{S} = \begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \\ T_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_V + T_H \\ T_V - T_H \\ T_{45^\circ} - T_{-45^\circ} \\ T_l - T_r \end{pmatrix} = \frac{\lambda^2}{k_B \cdot Z} \begin{pmatrix} \langle E_V^2 \rangle + \langle E_H^2 \rangle \\ \langle E_V^2 \rangle - \langle E_H^2 \rangle \\ 2\text{Re}\langle E_V E_H^* \rangle \\ 2\text{Im}\langle E_V E_H^* \rangle \end{pmatrix}, \quad (2.9)$$

où $I = T_1$ représente l'intensité totale du signal, $Q = T_2$, $U = T_3$ représentent la portion de polarisation linéaire suivant le repère vertical, horizontal ou tourné de 45° et $V = T_4$ représente la portion de polarisation circulaire gauche ou droite. Dans le cas d'une onde non polarisée, seul le premier paramètre de Stokes est non nul. E_p est le champ électrique mesuré en polarisation p et Z est l'impédance de l'air traversé.

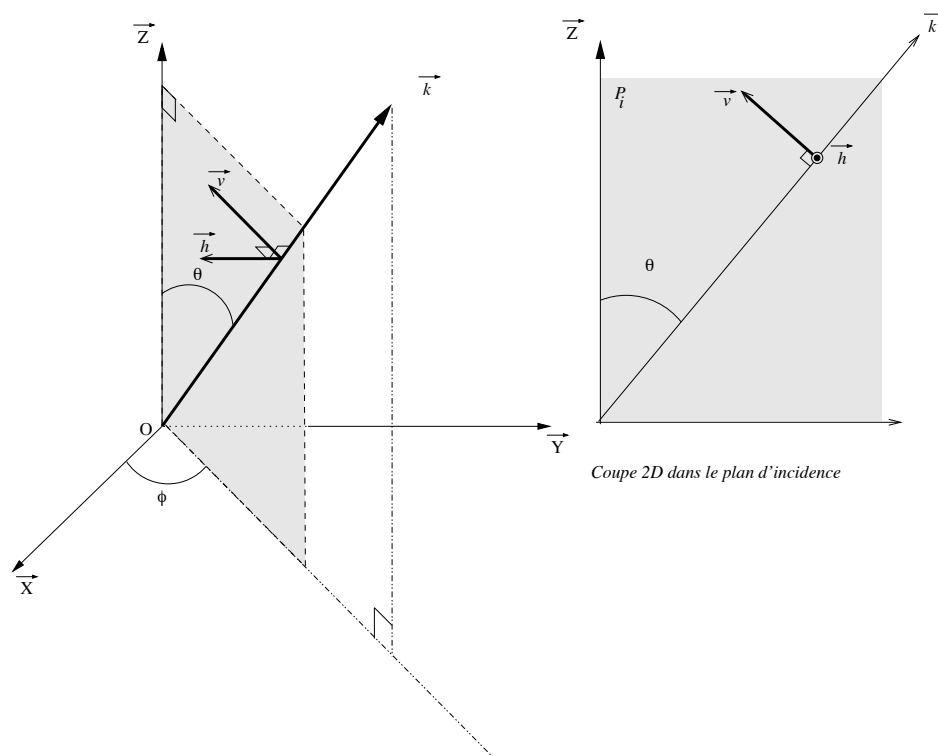


Figure 2.4 – Schéma des polarisations horizontales et verticales. La polarisation verticale \vec{v} est dans le plan d'incidence P_i (qui contient le vecteur de Poynting et la verticale locale du lieu) et la polarisation horizontale \vec{h} est orthogonale à P_i . Figure tirée de [Dinnat, 2003].

Bande protégée (en MHz)	Utilisation en radioastronomie
608-614	Continuum
1400-1427	Continuum et raie Hydrogène (HI)
1660-1670	Continuum et raie radical oxhydryle (OH)
2655-2700	Continuum

Tableau 2.1 – *Bandes de fréquences protégées dans la gamme [500MHz; 3GHz] pour la radioastronomie et l’observation passive de la terre. Informations tirées de [ITU, 2003b, ITU, 2003a].*

2.2.4 Particularité de la bande-L

Comme je l’ai indiqué dans l’introduction, le choix de la bande-L a été un compromis entre la sensibilité à la salinité, la résolution spatiale, la taille de l’antenne et l’allocation des bandes de fréquences.

La Figure 2.5 page suivante tirée de [Njoku et al., 2000] montre la sensibilité du signal radiométrique aux principaux paramètres géophysiques affectant la surface de l’océan sur la gamme de fréquence allant de 1 GHz à 20 GHz pour un angle d’incidence de 50°. Cette figure met en évidence la forte augmentation de la sensibilité à la SSS et une diminution de sensibilité à la vitesse du vent avec une diminution de la fréquence. La sensibilité à la SST croît avec la fréquence d’une valeur négative à un pic vers 4-10 GHz en passant par des valeurs très faibles proche de 1.5 GHz. La sensibilité à la SSS et SST est plus grande en polarisation V qu’en H et inversement pour la vitesse du vent.

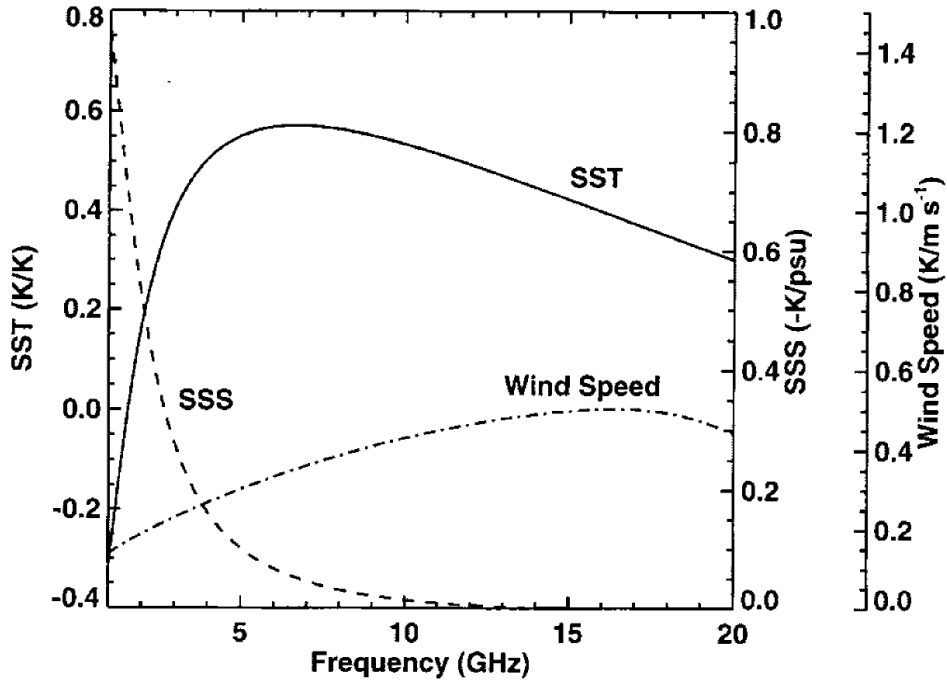
La résolution spatiale et la taille de l’antenne sont reliées au nadir par la relation suivante :

$$\delta x = H \cdot \frac{\lambda}{D} \quad (2.10)$$

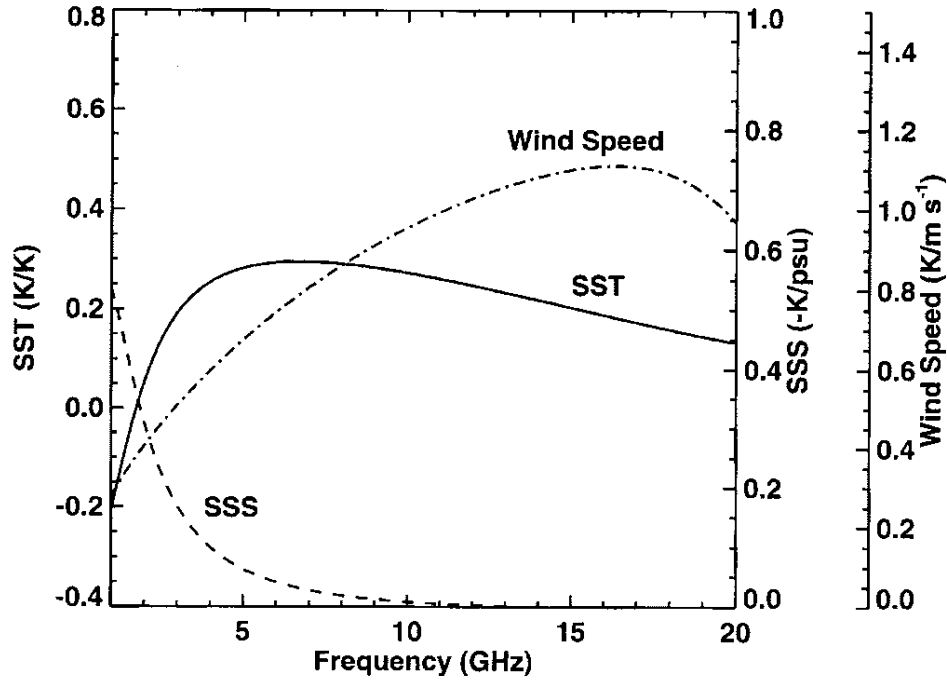
pour $\lambda < D$, avec δx la résolution spatiale, D le diamètre ou l’écart maximum entre deux points de l’antenne et H l’altitude de l’instrument. Dans le cas des deux missions spatiales SMOS et Aquarius, l’altitude est de l’ordre de 700 km et D est respectivement d’environ 7.5 m et 2.5 m soit une résolution spatiale d’environ 40 km en moyenne sur tous les angles d’incidence et 100 km. Pour une même résolution spatiale et une même altitude, le diamètre de l’antenne croît proportionnellement avec la longueur d’onde.

Le choix précis de la fréquence est déterminé par la disponibilité des fréquences tel que défini par l’UIT (Union Internationale des Télécommunications). Les fréquences protégées pour l’observation de la Terre en micro-ondes passives sont généralement les mêmes que celles utilisées en radioastronomie. Les fréquences protégées dans la gamme de fréquence qui nous intéresse sont reportées dans le Tableau 2.1. La fréquence choisie correspond à la bande 1400 MHz–1427 MHz[§] qui se trouve dans la bande-L (pour Long Wave) suivant la nomenclature d’IEEE. Cette bande a été réservée pour l’observation de l’hydrogène par les radio-astronomes.

[§]. À l’aide des canaux AMSR-E à 6.9 GHz et 10.7 GHz l’étude [Reul et al., 2009] arrive malgré tout à retrouver la forte signature en salinité du panache de l’Amazonie. L’influence du vent et de la température sur le signal est limité en utilisant les deux canaux et des données auxiliaires.



(a)



(b)

Figure 2.5 – Sensibilité de la T_b à la SST, SSS et vitesse du vent en fonction de la fréquence à 50° d'angle d'incidence pour la polarisation (a) verticale et (b) horizontale. Une échelle séparée est fournie pour chacune des courbes (pour la SSS, la courbe est représentée avec une unité négative). Ces sensibilités sont calculées pour $SST = 25^\circ\text{C}$, $SSS = 35\text{ psu}$, une vitesse de vent de $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et une eau précipitable de $3\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$. Tirée de [Njoku et al., 2000].

2.3 Modèle direct de la Tb en bande-L

Comme présenté dans l'Équation (2.8) page 13, la température apparente arrivant à l'entrée de l'antenne correspond à la température de brillance de la surface de l'océan atténuée par la traversée de l'atmosphère plus des signaux naturels parasites. L'objectif de cette section est de présenter la modélisation de chacun des termes qui a été introduit dans cette équation tout en développant le terme Tb_{mer} en l'absence d'écume. Tb_{mer} se décompose comme la somme de la Tb émise par une mer plate Tb_{plat} plus d'un terme corrigeant l'influence de la rugosité de la surface Tb_{rug} , soit :

$$Tb_{mer} = Tb_{plat} + Tb_{rug}. \quad (2.11)$$

Le terme Tb_{mer} s'exprime en fonction de la SST et de l'émissivité (Équation (2.5) page 11) :

$$Tb_{mer} = e.SST \quad (2.12)$$

Or l'émissivité est une grandeur complexe qui dépend des propriétés physique et chimique de l'eau (salinité et température), de la géométrie de la surface (rugosité), ainsi que d'autres paramètres comme l'angle d'incidence, la fréquence et la polarisation. Si on considère le système à l'équilibre thermodynamique (vrai à l'échelle temporelle de la mesure micro-ondes), la conservation de l'énergie permet de relier l'émissivité et la réflectivité [Peake, 1959] :

$$e(SSS, SST, rugosité, \theta) = 1 - R(SSS, SST, rugosité, \theta). \quad (2.13)$$

Si on se limite à une mer plate et que l'on considère deux milieux homogènes, infinis et non magnétiques, la réflexion à la surface de l'océan est spéculaire et $\Gamma(\theta) = R(\theta)$ s'exprime en fonction des coefficients de Fresnel (Équation (2.14)). Ces coefficients de réflexion dépendent de l'indice de réfraction $n = \sqrt{\varepsilon_r}$ avec ε_r la permittivité relative (ou constante diélectrique) définie comme le rapport de la permittivité du milieu (ε) sur la permittivité du vide (ε_0) i.e. $\varepsilon_r = \varepsilon/\varepsilon_0$, avec $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{A}^2 \cdot \text{s}^4$. La constante diélectrique (ε_r) dépend des propriétés physiques et chimiques de l'eau (salinité et température) ainsi que de la fréquence électromagnétique, mais n'est plus dépendante de la polarisation ni de l'angle d'incidence.

Je commencerai dans cette section par présenter la modélisation de la mer plate ainsi que l'état de l'art de la mesure et de la modélisation de la constante diélectrique. Je poursuivrai avec la description des modèles prenant en compte l'état de surface (rugosité et écume) et terminerai avec le modèle d'atmosphère et de diffusion du signal céleste à la surface de l'océan.

2.3.1 Tb d'une mer plate

Pour un océan plat, isotrope, homogène et non magnétique, les coefficients de réflexion de Fresnel pour les polarisations V et H sont :

$$\begin{aligned} R_v(\theta) &= \left| \frac{\sqrt{\varepsilon_r - \sin^2(\theta)} - \varepsilon_r \cdot \cos(\theta)}{\sqrt{\varepsilon_r - \sin^2(\theta)} + \varepsilon_r \cdot \cos(\theta)} \right|^2 \\ R_h(\theta) &= \left| \frac{\sqrt{\varepsilon_r - \sin^2(\theta)} - \cos(\theta)}{\sqrt{\varepsilon_r - \sin^2(\theta)} + \cos(\theta)} \right|^2 \end{aligned} \quad (2.14)$$

Au nadir ($\theta = 0^\circ$), $R_v(0) = R_h(0)$.

La Tb d'une mer plate s'exprime en fonction de ces coefficients, soit :

$$Tb_{plat,p}(\theta) = SST \cdot (1 - R_p(\theta)), \quad (2.15)$$

avec $p = \{h; v\}$ la polarisation.

La constante diélectrique est une grandeur complexe qui détermine la propagation d'une onde électromagnétique dans le milieu ainsi que sa réflexion et réfraction à l'interface du milieu :

$$\varepsilon_r = \varepsilon'_r + j\varepsilon''_r \quad (2.16)$$

où ε'_r et ε''_r représentent les parties réelles et imaginaires de ε_r . La Figure 2.6 page 20 représente les valeurs de constante diélectrique pour quatre modèles différents. La sous-section suivante propose un état de l'art sur la valeur de la constante diélectrique.

Par ailleurs, l'indice de réfraction complexe $n = \sqrt{\varepsilon_r} = n' - jn''$ représente le déphasage de l'onde (partie réelle, n') et l'atténuation de l'onde (partie imaginaire, n'') lors de la propagation dans le milieu. La partie imaginaire est appelée coefficient d'extinction. On a les relations suivantes :

$$\begin{aligned} n' &= \frac{1}{\sqrt{2}} \cdot \sqrt{\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} + \varepsilon_r'} \\ n'' &= \frac{1}{\sqrt{2}} \cdot \sqrt{\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} - \varepsilon_r'} \end{aligned} \quad (2.17)$$

On dérive l'épaisseur de peau (δ), profondeur où l'onde électromagnétique est atténué d'un facteur $1/e$. Pour cela, si on considère le champ électrique d'une onde électromagnétique satisfaisant les équations de Maxwell :

$$\vec{E}(\vec{r}) = \vec{E}(0) \cdot e^{j(\omega t - \vec{k}\vec{r})} \quad (2.18)$$

avec $E(0)$ l'amplitude du champ électrique, ω la pulsation de l'onde électromagnétique, t le temps, \vec{r} le vecteur de déplacement et \vec{k} le nombre d'onde dont la norme vaut :

$$k = \frac{\omega}{c} \cdot n \quad (2.19)$$

En développant l'indice de réfraction n et en projetant sur z on obtient :

$$\vec{E}(\vec{r}) = \vec{E}(0) \cdot e^{j(\omega t - \frac{\omega}{c} \cdot n' \cdot z)} \cdot e^{-\frac{\omega}{c} \cdot n'' \cdot z} \quad (2.20)$$

L'épaisseur de peau vaut :

$$\delta = \frac{c}{\omega \cdot n''} \quad (2.21)$$

En bande-L, pour des températures et salinités rencontrées à la surface de l'océan ouvert, l'épaisseur de peau, δ , est de l'ordre d'un centimètre.

Constante diélectrique de l'eau de mer

La constante diélectrique de l'eau de mer aux fréquences micro-ondes eu un grand intérêt dans les années 70 avec les premières mesures de la télédétection de la salinité. Ces années voient l'émergence du modèle semi-empirique de Klein and Swift (KS) [Klein and Swift, 1977] basé sur les mesures effectuées à 1.43GHz et 2.65GHz [Ho and Hall, 1973, Ho et al., 1974]. Le modèle KS repose sur la fonction de relaxation de Debye qui comprend plusieurs paramètres et permet de dériver ε_r sur une gamme de fréquence. Les paramètres sont ajustés sur des mesures de

constante diélectrique à différentes températures et salinités. C'est ce modèle qui est utilisé pour le traitement des données SMOS.

Un renouveau d'intérêt pour la constante diélectrique de l'eau de mer apparaît vers les années 2000. Ce renouveau est dû à l'augmentation des missions spatiales utilisant des radiomètres. Ces radiomètres fonctionnent à des fréquences jusqu'à 89GHz (SSM/I) où le modèle de KS n'est plus très bon. [Ellison et al., 1998] (EL) effectua de nouvelles mesures pour de l'eau de mer à des fréquences allant de 3GHz à 89GHz et proposa un nouveau modèle basé sur une fonction à double relaxation de Debye. [Dinnat et al., 2002] effectue une comparaison entre le modèle de KS et EL pour la bande-L et conclut que pour une eau supérieure à 10 °C les différences sont au maximum de 0.2K pour une large gamme de SSS et SST à angles d'incidence modérés.

Le lancement des missions spatiales SMOS et Aquarius amena un nouvel intérêt sur la précision des mesures effectuées par [Ho et al., 1974] en bande-L. En Europe une équipe développa un nouveau modèle de constante diélectrique en bande-L pour des salinités allant de 0 à 40 psu et des températures allant de 0 à 38°C [Blanch and Aguasca, 2004] (BA). La méthode consiste à mesurer les coefficients de transmission et de réflexion d'une ligne de transmission contenant l'eau de mer. Ce papier de conférence ne précise pas l'origine des échantillons d'eau de mer et surtout n'estime pas l'erreur sur la mesure.

Aux États-Unis, une équipe de l'université de George Washington (GW) s'est également penchée sur la mesure. Cette équipe [Lang et al., 2010] utilise la même méthode que celle utilisée par [Ho et al., 1974] à savoir l'utilisation d'une cavité résonante. L'équipe publie dans plusieurs conférences sur ce sujet depuis 2003 et fournit dans le papier de 2010 les coefficients du modèle de constante diélectrique. Ce modèle a été développé pour des salinités d'eau de mer de 30 pss, 35 pss et 38.3 pss avec des températures allant de 10 °C à 35 °C par incréments de 5 °C. Les articles de cette équipe suggèrent que la différence de la valeur imaginaire de la constante diélectrique proviendrait d'un réchauffement des échantillons de [Ho and Hall, 1973, Ho et al., 1974].

Parallèlement à ces mesures en bande-L, plusieurs modèles multi-fréquences ont été développés dernièrement [Meissner and Wentz, 2004, Somaraju and Trumpf, 2006, Liu et al., 2011]. Le modèle [Meissner and Wentz, 2004] (MW) a été modifié [Meissner and Wentz, 2012] et cette dernière version est utilisée pour le traitement des données Aquarius. Ces deux modèles balayent les fréquences allant de 1.4 GHz à 500 GHz avec une différence de 0.1K ou plus pour les eaux froides [E. Dinnat, com. pers.]. [Liu et al., 2011] présente une nouvelle version du modèle d'émissivité micro-ondes FASTEM-4 (FAST microwave Emissivity Model) qui a été développé conjointement au Met Office au Royaume-Uni et au Joint Center for Satellite Data Assimilation aux États-Unis. Ce modèle balaye les fréquences allant de 1.4 GHz à 410 GHz.

Les trois modèles spécifiques à la bande-L (KS, BA, GW) et le modèle (MW) sont représentés sur la Figure 2.6 page suivante. Les quatre modèles ont le même comportement avec des différences maximum entre les modèles de 3% entre 5 °C et 30 °C. La partie réelle de la constante diélectrique est maximale sur la gamme 10–30°C pour KS et BA, intermédiaire pour MW et minimale pour GW. La différence de la partie réelle entre chacun des modèles est quasiment constante en salinité et température (de 10 °C à 30 °C). La partie imaginaire est plus grande pour le modèle BA et plus faible pour GW. KS et MW sont intermédiaires avec des valeurs

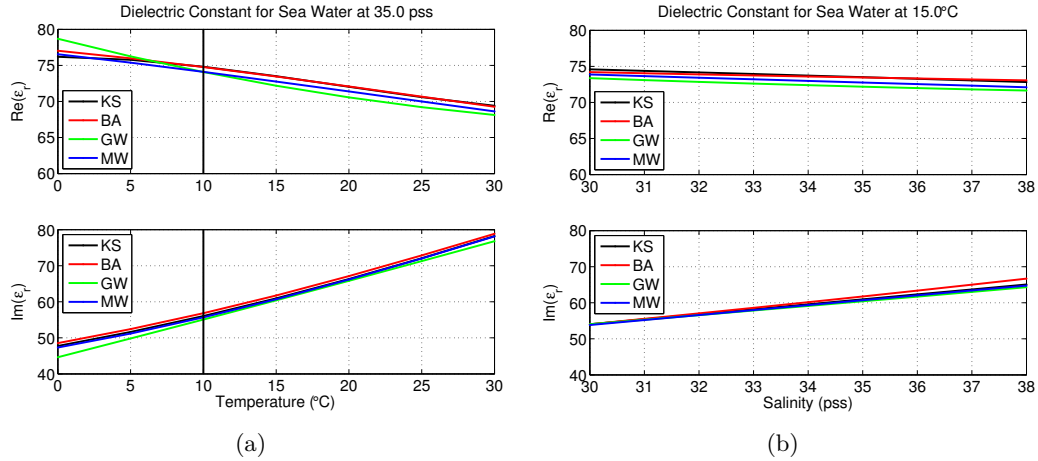


Figure 2.6 – Valeurs réelles et imaginaires des trois modèles de constante diélectrique (KS, BA, GW et MW) en fonction (a) de la température à salinité constante de 35 pss et en fonction (b) de la salinité à température constante de 15 °C.

similaires. La différence s'accroît pour les faibles et fortes température pour GW par rapport aux autres modèles tandis qu'en fonction de la salinité seul le modèle BA s'écarte pour les plus fortes salinités.

Or la Tb est plus sensible à la partie imaginaire de la constante diélectrique qu'à la partie réelle [Dinnat, 2003, fig. 4.5]. Afin d'évaluer l'influence des différents modèles de constante diélectrique j'ai tracé la Tb d'une mer plate pour chacun de ces quatre modèles (Figure 2.7 page suivante), à deux angles d'incidence 0° et 33° en polarisation H et V correspondant à la géométrie des acquisitions CAROLS. Les courbes présentent les mêmes variations relatives pour les deux angles d'incidence et polarisations. Quels que soient les modèles on observe une très faible sensibilité à la SST entre 10 °C et 20 °C. Sur cette gamme de température, le biais entre les modèles KS et MW varie de plus de 0.1 K. Ce biais n'est pas problématique pour les mesures CAROLS car la SST des campagnes analysées varie très peu, contrairement au cas des mesures spatiales qui échantillonnent des eaux à des SST très différentes. La sensibilité à la salinité est la même pour tous les modèles sauf BA pour lequel elle est plus forte particulièrement pour les salinités les plus grandes.

L'influence des différents modèles sur la Tb en fonction de l'angle d'incidence est représentée sur la Figure 2.8 page 22. Le modèle BA présente un comportement opposé au modèle GW et MW par rapport à KS. En effet mis à part le biais la différence de Tb avec KS augmente en polarisation H pour BA tandis qu'elle diminue pour GW et MW (et inversement en polarisation V). La variation de la différence par rapport à KS est au maximum de 0.1 K pour les angles qui nous intéressent.

Dans la suite du manuscrit je n'utiliserai que le modèle KS qui est celui utilisé par l'algorithme de SMOS. Je discuterai de l'impact de ces différents modèles dans le Chapitre 6 page 95.

2.3.2 Tb induit par la rugosité de la surface de la mer

En réalité la surface de l'océan n'est jamais plate. Le vent interagit avec la surface de la mer et aboutit à la formation de vagues localement ou à distance (houle). La rugosité de la surface de l'océan qui en résulte implique une modification des interactions des ondes électromagnétiques avec la surface de l'océan donc de la réflectivité

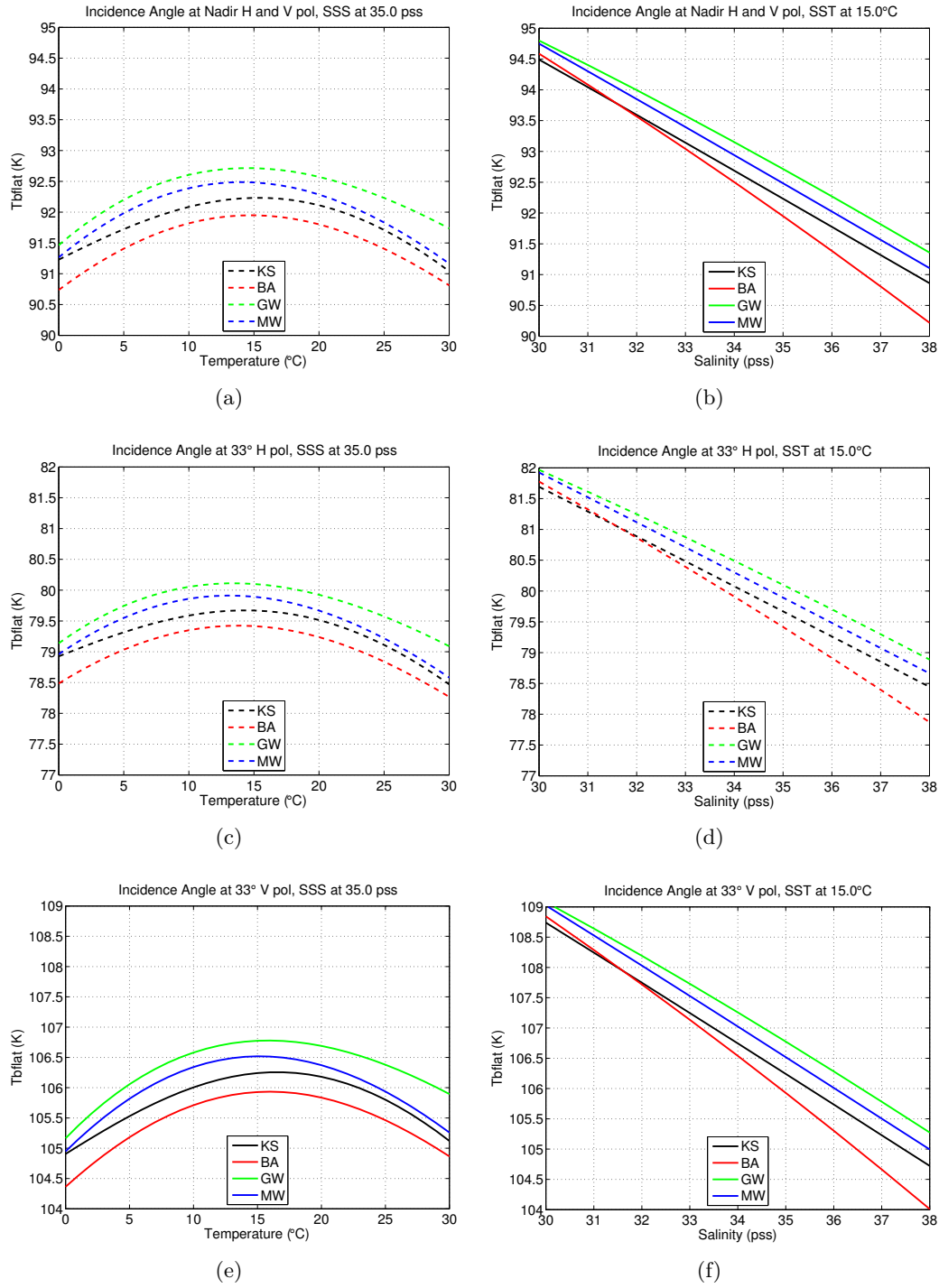


Figure 2.7 – Température de brillance d’une mer plate calculée avec les plusieurs modèles de constante diélectrique (KS, BA, GW et MW) en fonction de la température (Salinité de 35 psu) (a), (c), (e) ou de la salinité (Température de 15.0°C) (b), (d), (f). (a), (b) représentent la Tb d’une antenne CAROLS pointant au nadir en polarisation H ou V. (c), (d) (respectivement (e), (f)) représentent la Tb de l’antenne côté CAROLS pointant à 33° d’angle d’incidence en polarisation H (respectivement V).

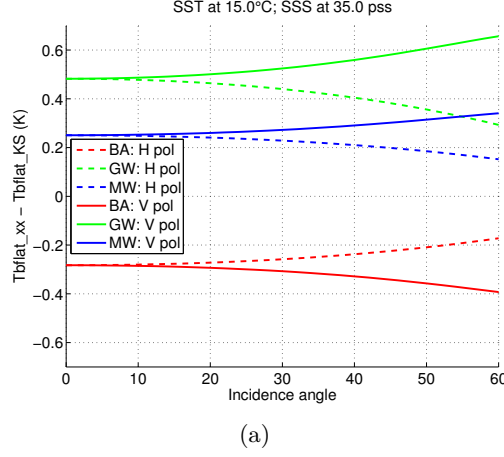


Figure 2.8 – Différence entre la T_b de mer plate calculée avec la constante diélectrique (BA, GW et MW) et celle calculée avec le modèle KS en fonction de l'angle d'incidence pour les polarisation H (trait plein) et V (trait tiret) à une SST de 15°C et une SSS de 35 psu.

et de l'émissivité. La réflectivité $R(\theta, \varphi)$ n'est plus décrite par les coefficients de réflexion de Fresnel mais est définie comme la fraction de la puissance incidente en provenance de toutes les directions dans l'hémisphère supérieur à la surface de la mer qui est diffusée dans la direction (θ, φ) . Elle est évaluée par l'intégrale des coefficients bi-statiques de diffusion $\gamma_{qp}(\theta', \varphi', \theta, \varphi)$ sur tous les angles de diffusion dans l'hémisphère supérieur en sommant les interactions des deux polarisations orthogonales p et q :

$$R_p(\theta, \varphi) = \frac{1}{4\pi} \cdot \iint_{\Omega} (\gamma_{pp}(\theta', \varphi', \theta, \varphi) + \gamma_{qp}(\theta', \varphi', \theta, \varphi) d\Omega) \quad (2.22)$$

Le coefficient bi-statique représente la fraction de la puissance incidente dans la direction (θ', φ') diffusée dans la direction (θ, φ) . Certains de ces coefficients peuvent être estimés pour des angles et polarisations utilisés en télédétection par micro-ondes actives (altimètre, diffusiomètre). En particulier, il est nécessaire d'avoir une très grande précision pour toutes les configurations bistatiques.

Pour calculer les coefficients bi-statiques, j'utiliserai des méthodes approchées qui s'appuient sur différents types d'hypothèses. Pour estimer ces coefficients, il est indispensable d'avoir une bonne estimation de l'état de la surface de l'océan que l'on peut décrire comme le résultat d'un processus aléatoire caractérisé par un certain nombre de moments statistiques.

Dans la suite de cette section, je commencerai par introduire les méthodes qui décrivent l'état de la surface de la mer puis exposerai succinctement les modèles électromagnétiques d'émissivité d'une surface rugueuse.

Description statistique et spectrale de la surface

Pour caractériser la surface de la mer de manière statistique on utilise plusieurs hypothèses qui sont :

stationnarité : les propriétés statistiques de la surface ne changent pas par translation horizontale ou dans le temps (à courtes échelles temporelles) ;

ergodicité : une moyenne d'ensemble de plusieurs réalisations de surfaces indépendantes est équivalente à une moyenne temporelle de l'évolution d'une réalisation aléatoire.

Description statistique On décrit la surface de la mer par sa hauteur $h(x, y, t)$ par rapport à une surface de référence. Soit $p(h)$ la probabilité d'avoir cette surface pour n'importe quel point de l'espace (x, y) à une hauteur h .

Pour caractériser la distribution, on introduit :

Hauteur moyenne d'une surface (moment d'ordre 1) défini de valeur nulle :

$$\langle h \rangle_s = \int_{-\infty}^{+\infty} h p(h) dh = 0, \quad (2.23)$$

où l'opérateur $\langle . \rangle_s$ représente une moyenne d'ensemble.

Fonction d'autocorrélation :

$$\rho_0(\vec{R}) = \langle h(\vec{r}) \cdot h(\vec{r} + \vec{R}) \rangle_s, \quad (2.24)$$

où \vec{r} un point du plan et \vec{R} la distance à ce point.

Description spectrale La surface peut être définie dans le domaine spectral à l'aide de la transformée de Fourier (TF) de la fonction d'autocorrélation, soit :

Densité spectrale des hauteurs ou spectre des hauteurs :

$$\Psi(\vec{k}) = TF \left[\rho_0(\vec{R}) \right], \quad (\text{en m}^4) \quad (2.25)$$

avec \vec{k} le nombre d'onde des vagues. Comme le vent est le principal paramètre géophysique qui caractérise l'état de la surface, on décompose généralement le spectre des hauteurs par rapport à la direction du vent.

Décomposition du spectre de vague Le spectre de vague se décompose sous forme polaire comme le produit d'une composante moyenne sur toutes les directions du vent (spectre omnidirectionnel de puissance $S(k)$) et d'une composante qui traduit la variation azimutale du spectre de vague (fonction d'étalement angulaire normalisée $\Phi(k, \varphi)$) soit :

$$\Psi(\vec{k}) = \Psi(k, \varphi) = \frac{1}{k} \cdot S(k) \cdot \Phi(k, \varphi), \quad (2.26)$$

Le spectre en fréquences spatiales $S(k)$ est utilisé pour le calcul de diffusion des ondes électromagnétiques à la surface de la mer, cependant c'est souvent le spectre en fréquences temporelles qui est mesuré par les bouées. On relie ces deux spectres dans le domaine des grandes vagues [Elfouhaily et al., 1997] :

$$S(k) dk = S(f) df \quad (2.27)$$

La relation entre le nombre d'onde et la fréquence est reliée par la relation de dispersion qui en eau profonde est :

$$\omega^2 = (2\pi \cdot f)^2 = g \cdot k, \quad (2.28)$$

avec g la gravité.

Âge des vagues ($1/\Omega$) Suivant le temps (ou l'espace) depuis lequel le vent souffle (fetch), le spectre de vague peut atteindre des états de développement différents. L'état de développement du spectre de vague est caractérisé par l'âge des vagues, ou plutôt, l'inverse de l'âge des vagues (Ω) qui est défini comme le rapport de la vitesse du vent à 10 m et de la vitesse de phase de la vague dominante, soit $\Omega = U_{10}/c_p$. La mer est dite pleinement développée, mature ou jeune pour des valeurs de Ω de 0.84, 1 ou >2 respectivement. Plus le vent souffle depuis longtemps, plus l'énergie des petites échelles (vagues de capillarité) va être transférée vers les plus grandes échelles (vagues de gravité). Comme la vitesse de phase augmente avec la longueur d'onde des vagues, Ω diminuera avec le temps. Lorsque la vitesse du vent est égale à la vitesse de phase de la vague dominante, l'état de développement de la mer est proche de l'équilibre et atteindra l'état pleinement développée avec les interactions non linéaires.

Les moments statistiques du spectre de vague sont donnés par le résultat général [Ogilvy, 1991] :

$$\left\langle \left(\frac{\partial^n h}{\partial x^n} \right)^2 \right\rangle_s = \sigma_{2n}^2 \quad (2.29)$$

$$= \iint_D \vec{k}^{2n} \Psi(\vec{k}) d\vec{k} \quad (2.30)$$

$$= \int_0^{+\infty} \int_0^{2\pi} k^{2n} \Psi(k, \varphi) k dk d\varphi \quad (2.31)$$

$$= \int_0^{+\infty} k^{2n} S(k) dk \quad (2.32)$$

avec $\sigma_0^2 = \sigma_h^2$ la variance des hauteurs (msh — mean square height), $\sigma_2^2 = \sigma_s^2$ la variance des pentes (mss — mean square slope) et $\sigma_4^2 = \sigma_c^2$ la variance des courbures (mcs — mean square curvature).

Hauteur significative $H_s \approx H_{1/3}$ On caractérise l'énergie des vagues (leur énergie potentielle) par la hauteur significative des vagues (H_s ou SWH — Sea Wave Height). Elle représente la moyenne des hauteurs du tiers des plus fortes vagues. Cette définition historique vient de l'estimation de la hauteur des vagues par l'observation visuelle. Le spectre de puissance omnidirectionnel suivant à peu près une loi en k^{-3} , H_s est imposée par les plus grandes vagues dont le spectre est bien connue en fonction de la vitesse du vent.

Variance des pentes effectives mss_{eff} La variance des pentes estime la distribution de l'inclinaison des vagues. C'est un paramètre important pour la description des interactions air-mer puisque la mss contrôle la surface effective d'échange entre les deux milieux. La mss intègre de manière uniforme toutes les échelles de rugosité, bien que celles-ci ne soient pas affectées de manière uniforme par la variation du vent. C'est également un paramètre clef pour la diffusion des ondes électromagnétiques proche du spéculaire. En pratique, avec un instrument tel que STORM, on a accès à une variance des pentes filtrées des plus petites échelles que je note mss_{eff} et que j'appelle mss effective. La mss_{eff} est obtenue par l'intégration des

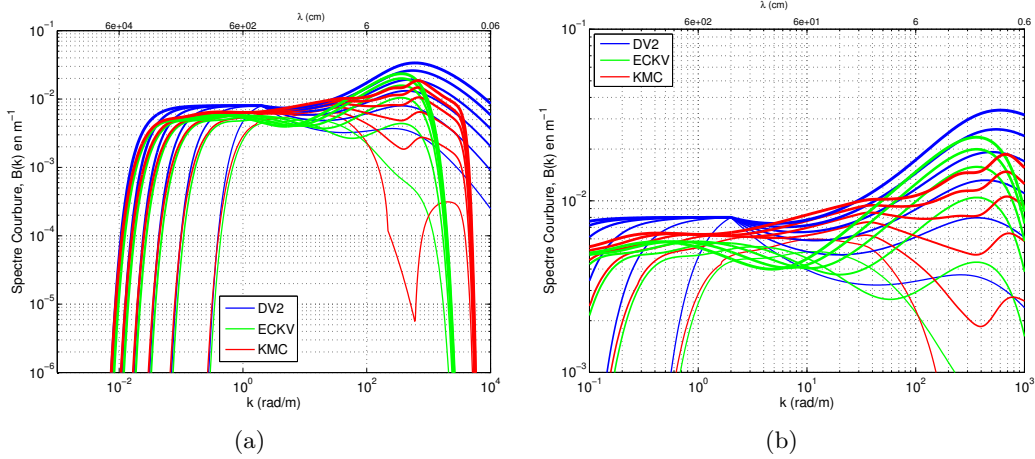


Figure 2.9 – Spectre de courbure omnidirectionnel d'après les modèles [Durden and Vesecky, 1985]x2 (DV2), [Elfouhaily et al., 1997] (ECKV), [Kudryavtsev et al., 2003] (KHCC) pour une mer pleinement développée ($\Omega = 0.83$). La vitesse du vent varie de 3 m/s à 18 m/s par pas de 3 m/s (l'épaisseur du trait augmente avec la vitesse du vent). (b) est un zoom de (a).

plus grandes échelles jusqu'à un nombre d'onde de coupure k_c , soit :

$$mss_{eff} = \int_0^{k_c} k^2 S(k) dk. \quad (2.33)$$

Par la suite, sans précision particulière de ma part, j'appellerai par abus de langage mss, la mss effective.

Spectre de courbure À partir du spectre des hauteurs de la surface, on définit également le spectre de courbures $C(k, \varphi)$ et le spectre de courbure omnidirectionnel $B(k)$ de la surface :

$$C(k, \varphi) = \Psi(k, \varphi) \cdot k^4, \quad (2.34)$$

$$B(k) = S(k) \cdot k^3. \quad (2.35)$$

Le spectre de puissance omnidirectionnel $S(k)$ suit à peu près une loi en k^{-3} [Elfouhaily et al., 1997]. On représente plus généralement le spectre de courbure omnidirectionnel ou spectre de saturation $B(k)$ qui a l'avantage d'avoir une dynamique de valeur plus réduites (Figure 2.9).

Les principaux spectres de la surface de la mer utilisés en télédétection micro-ondes sont : [Durden and Vesecky, 1985] (DV), [Elfouhaily et al., 1997] (ECKV) et [Kudryavtsev et al., 2003] (KHCC). [Yueh, 1997] a proposé de multiplier le spectre DV d'un facteur deux pour mieux représenter les mesures SSMI et je le noterai (DV2). Ces trois spectres sont très semblables pour les plus grandes longueurs d'onde ($k = 1$ rad/m et $\lambda = 6$ m, cf Figure 2.9). Ils sont adaptés du modèle de [Pierson and Moskowitz, 1964] dans ce domaine de fréquences, fréquences qui correspondent aux plus grandes vagues de gravité. Les vagues de gravité-capillarité (de l'ordre de quelques centimètres) et les vagues de capillarité (inférieures au centimètre) sont représentées avec une plus grande diversité par les trois spectres. Pour les grandes (> 6 m) et les petites (< 6 cm) longueurs d'onde, l'amplitude du spectre de courbure augmente grandement avec la vitesse du vent. Pour les longueurs d'onde

intermédiaires tandis que l'amplitude augmente légèrement avec la vitesse du vent pour les modèles DV2 et KHCC, elle diminue légèrement pour le modèle ECKV.

Modèles électromagnétiques d'une surface rugueuse

La rugosité de la surface de l'océan diffracte les ondes incidentes, i.e. modifie la réflectivité de la surface et par conséquence impacte la Tb de la surface. Dans cette section je présenterai deux modèles approchés utilisés dans le processeur SMOS avant lancement. Il s'agit du modèle deux-échelles (TS — two scale model) qui distingue les petites et grandes échelles par rapport à la longueur d'onde électromagnétique et le modèle une-échelle d'approximation des petites pentes (SSA — small slope approximation).

Je commencerai par présenter le modèle SSA sachant que le modèle deux-échelles utilise en partie ce modèle pour modéliser les petites échelles.

Approximation SPM/SSA [Yueh et al., 1994] proposa un développement à l'ordre deux de la méthode des petites perturbations (SPM2 — Small Perturbation Method). Cette méthode suppose que la hauteur des vagues reste faible par rapport à la longueur d'onde électromagnétique. Il décompose la réflectivité comme la somme d'une réflexion "cohérente" et "incohérente". Le terme cohérent représente la réflexion dans la direction de la réflexion spéculaire pour laquelle la phase de l'onde reste cohérente, tandis que le terme incohérent représente les ondes diffusées hors spéculaire pour lesquelles la cohérence de la phase est perdue. Chacun de ces termes est le résultat d'une double intégration de fonctions de poids qui filtrent le spectre de hauteur de la surface de la mer ($\Psi(k, \varphi)$).

[Johnson and Zhang, 1999] propose une réécriture des équations de [Yueh et al., 1994] et intègre simultanément le terme cohérent et incohérent pour le calcul de la réflectivité. Il simplifie et généralise l'expression de Yueh et exprime la réflectivité comme une anomalie par rapport aux coefficients de réflexion de Fresnel, soit :

$$R_p(\theta_i, \varphi_i) = R_{p,Fr}(\theta_i, \varphi_i) + \delta R_p(\theta_i, \varphi_i), \quad \text{où} \quad (2.36)$$

$$\delta R_p(\theta_i, \varphi_i) = \int_0^\infty d\beta \int_0^{2\pi} g_p(\theta_i, \varepsilon, \beta, \varphi - \varphi_i) \cdot C(k_0\beta, \varphi) d\varphi, \quad (2.37)$$

avec $\beta = k/k_0$ la normalisation du nombre d'onde des vagues par rapport à la longueur d'onde électromagnétique k_0 et g_p les fonctions de poids en polarisation $p = \{h; v\}$.

Pour simplifier encore les calculs et l'interprétation, il propose un développement en série de Fourier des fonctions de poids par rapport à la direction du vent ($g_{p,n}$). Les fonctions impaires sont nulles pour les polarisations H et V. On se limite à un développement aux deux premiers termes, soit :

$$\delta R_p(\theta_i, \varphi_i) = \int_0^\infty g_{p,0}(\theta_i, \varepsilon, \beta) \cdot C_0(k_0\beta) d\beta \quad (2.38)$$

$$+ \cos(2\varphi_i) \cdot \int_0^\infty g_{p,2}(\theta_i, \varepsilon, \beta) \cdot C_2(k_0\beta) d\beta. \quad (2.39)$$

avec C_n la $n^{\text{ième}}$ harmonique du spectre de courbure de la surface.

Comme les fonctions de poids ainsi que le spectre de courbure dépendent d'une large gamme d'échelles de vagues, il est nécessaire de tracer ces fonctions en échelle

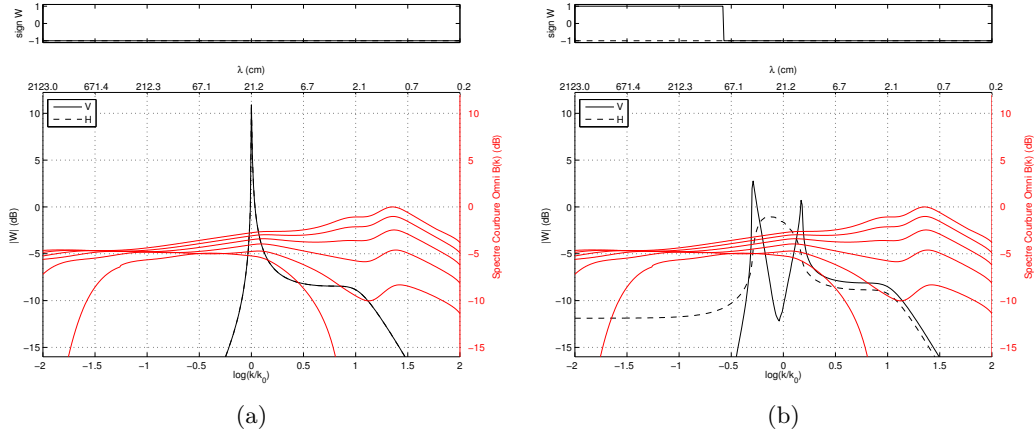


Figure 2.10 – En haut, signe des fonctions de poids. En bas, fonctions de poids tracées en noir pour un radiomètre à 0° (a) et 30° (b) d’incidence en fonction du nombre d’onde en échelle logarithmique. Cette échelle est relative au nombre d’onde électromagnétique $k_0 = 6 \text{ rad/m}$. Les polarisations V et H sont représentées respectivement en trait plein et trait-tiret. Le spectre de courbure omnidirectionnel KHCC est représenté en rouge pour une mer pleinement développée $\Omega = 0.83$ avec des vents allant de 3 m/s à 18 m/s par pas de 3 m/s.

logarithmique et pour avoir une bonne estimation visuelle de l’intégrale, il est com-
mode d’effectuer le changement de variable β en $\log \beta$. On obtient donc :

$$\int_0^\infty g_{p,n}(\theta_i, \beta) \cdot C_n(k_0 \beta) d\beta = \ln(10) \cdot \int_{-\infty}^\infty \beta \cdot g_{p,n}(\theta_i, \beta) \cdot C_n(k_0 \beta) d(\log \beta), \quad (2.40)$$

$$= \ln(10) \cdot \int_{-\infty}^\infty W_{p,n}(\theta_i, \beta) \cdot C_n(k_0 \beta) d(\log \beta). \quad (2.41)$$

Les fonctions de poids omnidirectionnelles $W_{p,0}$ à 0° et 30° d’incidence, ainsi que le spectre de courbure omnidirectionnel KHCC, sont représentés dans la Figure 2.10. Les fonctions de poids présentent un ou deux pics pour des longueurs de vagues proche de la longueur d’onde électromagnétique $\lambda_0 = 21 \text{ cm}$ et un plateau de sensibilité pour les longueurs de vagues de 2 cm à 10 cm. Le spectre de courbure omnidirectionnel présente une plus grande variabilité en fonction de la vitesse du vent, pour les longueurs de vagues correspondant au plateau que près des pics des fonctions de poids.

Ce modèle a été développé en supposant une faible variation des hauteurs. Or [Irisov, 1997] montra que le développement des calculs de l’émissivité en supposant une faible variation des hauteurs ou une faible variation des pentes (SSA — Small Slope Approximation) [Voronovich, 1994] sont équivalentes. Ceci amena [Johnson and Zhang, 1999] à conclure que la SPM peut être appliquée de manière plus générale à une faible variation des pentes. [Guimbar, 2010, Annexe C] infirme cette conclusion en pointant que les travaux de [Irisov, 1997] révèlent une équivalence SSA/SPM uniquement localement et que le résultat doit être distribué sur les plus grandes échelles à l’aide d’une approche deux-échelles que je présente ci-dessous. Cependant, j’utiliserai ce modèle que je noterai dorénavant SSA, pour sa simplicité d’interprétation à l’aide des fonctions de poids qui filtrent le spectre de courbure.

Modèle deux-échelles (TS) Dans le modèle deux-échelles la surface de l’océan est décomposée comme la superposition de petites vagues sur des grandes vagues.

La distinction entre les deux échelles est déterminée par une longueur d'onde de coupure $\lambda_c \approx 4\lambda_0$. Les petites échelles comprennent les vagues dont la hauteur est petite par rapport à λ_0 et les grandes échelles sont les vagues pour lesquelles le rayon de courbure est large par rapport à λ_0 . Pour les petites échelles, le modèle électromagnétique SSA est valable, tandis que pour les grandes échelles c'est le modèle d'optique géométrique (GO) ou approximation du plan tangent que l'on va utiliser. Ces deux échelles sont combinées en distribuant la Tb locale (Tb_l), qui est dérivée du modèle SSA, sur l'ensemble des facettes associées aux grandes échelles, soit :

$$Tb_{mer}(\theta, \varphi) = \int_{-\infty}^{+\infty} dS_u \int_{-\infty}^{+\infty} Tb_l(\theta_l, \varphi_l) \cdot \Omega_s \cdot h(S_u) \cdot P(S_u, S_c) dS_c, \quad (2.42)$$

où Ω_s est un facteur qui prend en compte la surface effective vue par le radiomètre (ombrage de la surface des plus grandes pentes) ; h , la modulation hydrodynamique qui caractérise l'asymétrie face/dos au vent (présence accrue des petites vagues sous le vent) et $P(S_u, S_c)$ la fonction de densité de probabilité des pentes face (S_u pour upwind) ou perpendiculaire (S_c pour crosswind) au vent. J'utiliserai comme fonction de densité de probabilité pour les grandes échelles, une gaussienne centrée de variance σ_u^2 et σ_c^2 , soit :

$$P(S_u, S_c) = \frac{1}{2\pi\sigma_u\sigma_c} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{S_u^2}{\sigma_u^2} + \frac{S_c^2}{\sigma_c^2}\right)\right), \quad (2.43)$$

où les variances des pentes upwind et crosswind (σ_u^2, σ_c^2) sont estimées pour les plus grandes longueurs d'onde ($k < k_c$). Les fonctions Ω_s et h sont explicitées dans [Dinnat, 2003, Chapitre 4].

Chacune des facettes inclinées avec une pente S_u et S_c aura une Tb locale dans la direction du radiomètre différente suivant les pentes. Cette Tb locale (Tb_l) est dérivée du modèle SSA limitée aux petites échelles en polarisation p , soit :

$$Tb_{l,p}(\theta_l, \varphi_l) = SST \cdot \left(1 - R_{Fr,p}(\theta_l, \varphi_l) - \int_{k_c/k_0}^{\infty} d\beta \int_0^{2\pi} g_p(\theta_l, \varepsilon, \beta, \varphi - \varphi_l) \cdot C(k_0\beta, \varphi) d\varphi\right). \quad (2.44)$$

Influence de l'écume

Jusqu'à maintenant j'ai considéré que l'interface entre l'océan et l'atmosphère était homogène. Or lorsque le vent est suffisamment fort les vagues déferlent et produisent de l'écume sur une faible portion de la surface de l'océan. L'écume est un mélange d'air et d'eau qui par un mécanisme de diffusion, absorbe davantage les ondes électromagnétiques que la surface de la mer sans écume, et donc émet plus, de telle sorte que la température de brillance de l'écume (Tb_{ec}) est supérieure à celle de la surface de la mer sans écume [Droppleman, 1970]. Cependant, seule une faible portion de la surface de l'océan est couverte par de l'écume. Je commence ci-dessous par décrire le modèle d'écume utilisé puis discuterai la validité de ce modèle.

Le modèle d'écume combine une Tb de l'écume et un taux de couverture (F). La Tb de l'écume utilisée, est celle du modèle [Stogryn, 1972], qu'il estime valide pour des fréquences électromagnétiques allant de 5 GHz à 50 GHz, que l'on a étendu à la bande-L, et dont la valeur est proche de 200 K au Nadir. Des études plus récentes [Reul and Chapron, 2001, Reul and Chapron, 2003] suggèrent une Tb effective de l'écume en bande-L plus faible (de l'ordre de 115 K au Nadir) qui dépend

du type et de l'épaisseur de l'écume. La fraction (F) est très faible pour des vitesses de vent inférieures à 8 m/s et croît rapidement comme une puissance de la vitesse du vent. [Yin et al., 2012] estime le taux de couverture F à l'aide du modèle de [Monahan and O'Muircheartaigh, 1986] dans lequel l'impact de la différence de température entre l'air et la mer est négligé :

$$F = b.U_{10}^c, \quad (2.45)$$

b, c sont des coefficients ajustés sur les mesures SMOS à tous les angles d'incidence dans les deux polarisation.

On décompose la Tb à la surface de la mer comme la somme de la fraction de la surface affectée par l'écume et la fraction complémentaire qui suit les modèles de surface que j'ai décrit précédemment, soit :

$$Tb_{mer} = (1 - F) \cdot (Tb_{plat} + Tb_{rug}) + F.Tb_{ec}, \quad (2.46)$$

$$= Tb_{plat} + Tb_{rug} + F \cdot (Tb_{ec} - (Tb_{plat} + Tb_{rug})). \quad (2.47)$$

Rigoureusement, dans le cadre du modèle deux-échelles, il est nécessaire de distribuer ($Tb_{ec}(\theta)$) sur les pentes des grandes vagues. Cependant, cette approximation n'est que de second ordre par rapport aux incertitudes sur la valeur de la température de brillance de l'écume en bande-L et du taux de couverture [Dinnat, 2003].

Synthèses des modèles de Tb de la surface de la mer

L'influence du vent (localement ou à distance) sur la Tb s'exprime comme la différence entre la Tb de la mer et la Tb d'une mer plate, soit :

$$Tb_{vent} = Tb_{mer} - Tb_{plat}. \quad (2.48)$$

Dans le cas où l'on ne prend pas en compte l'écume, $Tb_{vent} = Tb_{rug}$. Je rappelle que Tb_{rug} est la combinaison d'un modèle électromagnétique et d'un modèle de spectre de vagues. Dans la suite, je considérerai que $Tb_{vent} = Tb_{rug}$ et ne parlerai plus que de Tb_{rug} , même dans le cas où les modèles prennent en compte la présence de l'écume.

Dans ce manuscrit j'utiliserai et comparerai quatre modèles de rugosité différents. Deux modèles utilisent le modèle électromagnétique deux-échelles ainsi que le spectre de [Durden and Vesecky, 1985]. Le premier est décrit dans [Dinnat et al., 2003], il multiplie le spectre de DV d'un facteur 2 et ne prend pas en compte l'influence de l'écume, je le noterai TS-DV2. Il s'agit du modèle pré-lancement numéro 1 de SMOS proposé par le LOCEAN. Les validations après le lancement de SMOS ont montré les imperfections de cette modélisation [Boutin et al., 2012] qui ont conduit au développement d'un nouveau modèle tenant compte de l'influence de l'écume. Ce nouveau modèle est décrit dans [Yin et al., 2012] et correspond à une optimisation du modèle précédent avec les mesures SMOS. Ce nouveau modèle multiplie le spectre de DV par 1.25 et prend en compte une non linéarité à la vitesse du vent qui peut être attribuée à l'influence de l'écume. Il s'agit du modèle numéro 1 actuellement utilisé dans le processeur ESA (version 5) de SMOS proposé par le LOCEAN. Je le noterai TS-DV12. Le troisième modèle utilise l'approximation SPM/SSA ainsi que le spectre de [Kudryavtsev et al., 2003] et ne prend pas en compte la contribution de l'écume. Il s'agit du modèle pré-lancement de SMOS numéro 2 proposé par l'IFREMER. Je le noterai SSA-KHCC. Le dernier modèle est un modèle empirique déduit des mesures Aquarius aux trois angles de l'instrument (28.7°, 37.8° et 45.6°). J'ai

Tableau 2.2 – *Caractéristiques des modèles de rugosité*

Nom	Modèle EM	Spectre	Écume	Articles
TS-DV2	2-échelles	DV x2	Non	[Dinnat et al., 2003]
TS-DV12	2-échelles	DV x1.2	Oui	[Yin et al., 2012]
SSA-KHCC	SSA/SPM	KHCC	Non	[Johnson and Zhang, 1999], [Kudryavtsev et al., 2003]
Yueh		empirique		[Yueh et al., 2012]

interpolé linéairement le modèle pour les angles qui m'intéressent. Ce modèle intègre empiriquement le modèle électromagnétique, le spectre de vagues et la couverture d'écume. Je noterai ce modèle, Yueh. Les caractéristiques de ces quatre modèles sont résumées dans le Tableau 2.2.

Afin de simplifier l'interprétation des signaux, on décompose Tb_{rug} en série de Fourier par rapport à la direction du vent (φ) relativement au radiomètre.

$$Tb_{rug,p}(\theta, U, \varphi) = Tb_{rug,p,0}(\theta, U) + Tb_{rug,p,1}(\theta, U) \cdot \cos(\varphi) + Tb_{rug,p,2}(\theta, U) \cdot \cos(2\varphi), \quad (2.49)$$

avec U la vitesse du vent et p la polarisation (H ou V). Cette écriture permet de décomposer l'influence omnidirectionnelle de la rugosité ($Tb_{rug,0}$), de l'influence des première ($Tb_{rug,1}$) et seconde harmoniques ($Tb_{rug,2}$) par rapport à la direction du vent (caractérisé par les vagues d'environ 5 cm). La seconde harmonique représente l'asymétrie face-dos au vent/perpendiculaire au vent (upwind/crosswind) directement issue de l'approximation SPM2 et de la convolution d'une fonction de poids avec la seconde harmonique du spectre de courbure. La première harmonique caractérise l'asymétrie face/dos au vent (upwind/downwind) qui provient de la modulation hydrodynamique prise en compte dans le modèle deux-échelles mais non dans le modèle SSA.

J'ai représenté ces composantes sur la Figure 2.11 page 32 pour un angle d'incidence de 33° correspondant à l'inclinaison de l'antenne côté de CAROLS. La composante principale est la composante omnidirectionnelle (Figure 2.11(a) et (b)) qui croît avec la vitesse du vent. La sensibilité à la vitesse du vent est d'environ 0.2 K/ms^{-1} . Les deux autres composantes (Figure 2.11(c) à (f)), qui caractérisent la sensibilité à l'azimut du vent, provoquent des variations de Tb de l'ordre de $\pm 0.1 \text{ K}$ et au maximum de $\pm 0.5 \text{ K}$ suivant les modèles et les vitesses de vent.

Pour la composante omnidirectionnelle, les modèles Yueh et TS-DV12 présente un bon accord jusqu'à 15 m/s . Pour les vents supérieures, le modèle TS-DV12 semble sur-estimer l'impact du vent (Figure 2.17 page 44), vraisemblablement à cause d'une mauvaise prise en compte de l'influence de l'écume. En effet, la couverture d'écume du modèle TS-DV12 est estimée en minimisant la différence entre les mesures SMOS et le modèle avec plusieurs paramétrisations. Avec une Tb de l'écume proche de 200 K (au lieu peut-être d'environ 115 K pour des études plus récentes), la paramétrisation du taux de couverture semble être sous-estimée pour les vents plus faibles que 16 m/s et sur-estimée pour les vents plus forts [Yin et al., 2012]. Seule la sur-estimation a un impact non négligeable sur la Tb. Les modèles TS-DV2 et SSA-KHCC, qui ne prennent pas en compte l'écume de la surface, sont quasi linéaires avec la vitesse du vent. Le modèle TS-DV2 présente une sensibilité plus importante à la vitesse du vent que SSA-KHCC dans les deux polarisations.

La première harmonique (Figure 2.11(c) et (d)) montre une influence faible (nulle pour le modèle SSA-KHCC qui ne prend pas en compte la modulation hydrodynamique) pour tous les modèles à vent modéré (inférieure à 0.1 K). Le modèle Yueh présente cependant en polarisation V une sensibilité plus forte que les autres modèles à cette asymétrie face/dos au vent.

L'influence de la seconde harmonique (Figure 2.11(e) et (f)) est contrastée suivant les modèles. Jusqu'à des vents d'environ 12 m/s l'influence est inférieure à ± 0.1 K pour les modèles TS-DV12, TS-DV2 et Yueh. Elle augmente ensuite grandement pour ce dernier modèle jusqu'à environ ± 0.3 K à 15 m/s. Quant au modèle SSA-KHCC, l'influence de la seconde harmonique à vent faible est beaucoup plus forte que les autres modèles. [Boutin et al., 2011] a mis en évidence cette surestimation pour des angles proches de 15° à des vitesses de vent proche de 7 m/s.

J'ai représenté l'influence de l'angle d'incidence pour chacune de ces composantes à différentes vitesses de vent sur la Figure 2.12 page 33. Pour la composante omnidirectionnelle (Figure 2.12(a) et (b)), la Tb augmente en polarisation H avec l'angle d'incidence tandis qu'elle diminue en polarisation V. L'influence de la rugosité en polarisation V devient nulle puis négative proche de $50-60^\circ$ suivant les modèles et les vitesses de vent. On retrouve l'influence de la vitesse du vent de la Figure 2.11(a) et (b) à savoir une augmentation de la Tb avec la vitesse du vent pour tous les angles d'incidence en polarisation H et pour les angles d'incidence modérées en polarisation V. L'influence de la première harmonique augmente significativement avec l'angle d'incidence vers 40° pour les modèles TS-DV2 et TS-DV12 (Figure 2.12(c) et (d)). Elle nulle pour SSA-KHCC et augmente significativement pour Yueh uniquement pour les vents forts. L'influence de la seconde harmonique est à peu près constante avec l'angle d'incidence jusqu'à 40° pour les modèles TS-DV2, TS-DV12 et SSA-KHCC tandis que l'influence diminue plus rapidement pour le modèle Yueh (Figure 2.12(e) et (f)). On retrouve les désaccords entre les modèles mis en évidence dans la Figure 2.11(e) et (f).

Étant donné l'importance de la composante omnidirectionnelle de Tb_{rug} , j'ai reproduit la Figure 2.13 page 34 (tiré de la thèse de [Dinnat, 2003]) qui décompose le signal en fonction des petites et des grandes échelles (modèle TS-DV2). Les petites échelles ont tendance à augmenter la Tb de manière à peu près constante (au moins jusqu'à 50°) dans les deux polarisations. Les grandes échelles jouent un rôle opposé dans les deux polarisations. En polarisation H, elles augmentent la Tb significativement dès 30° et dépassent l'influence des petites échelles vers 55° . En polarisation V, les grandes échelles diminuent la Tb significativement vers 40° et de manière équivalente aux petites échelles vers 55° . L'influence des différentes échelles sera discuté dans le Chapitre 7 page 99. Par ailleurs, d'après le modèle TS-DV2, la houle ¶a une influence inférieure à ± 0.05 K dans les polarisations H et V pour des angles inférieurs à 60° quelle que soit la vitesse du vent.

Dans la suite du manuscrit j'utiliserai le modèle TS-DV2 dans l'étude sur l'inversion de la salinité (Chapitre 6 page 95) et je comparerai les quatre modèles entre eux et aux mesures dans l'étude sur l'influence de la rugosité (Chapitre 7 page 99). Les deux autres nouveaux modèles empiriques de rugosité obtenus à partir des données SMOS ne sont pas comparés dans cette étude car ils sont très semblables pour la

¶. Le test a été effectué avec une houle croisée de 276 m avec une $H_s = 0.94$ m et une largeur à mi-puissance de 0.0025 rad/m.

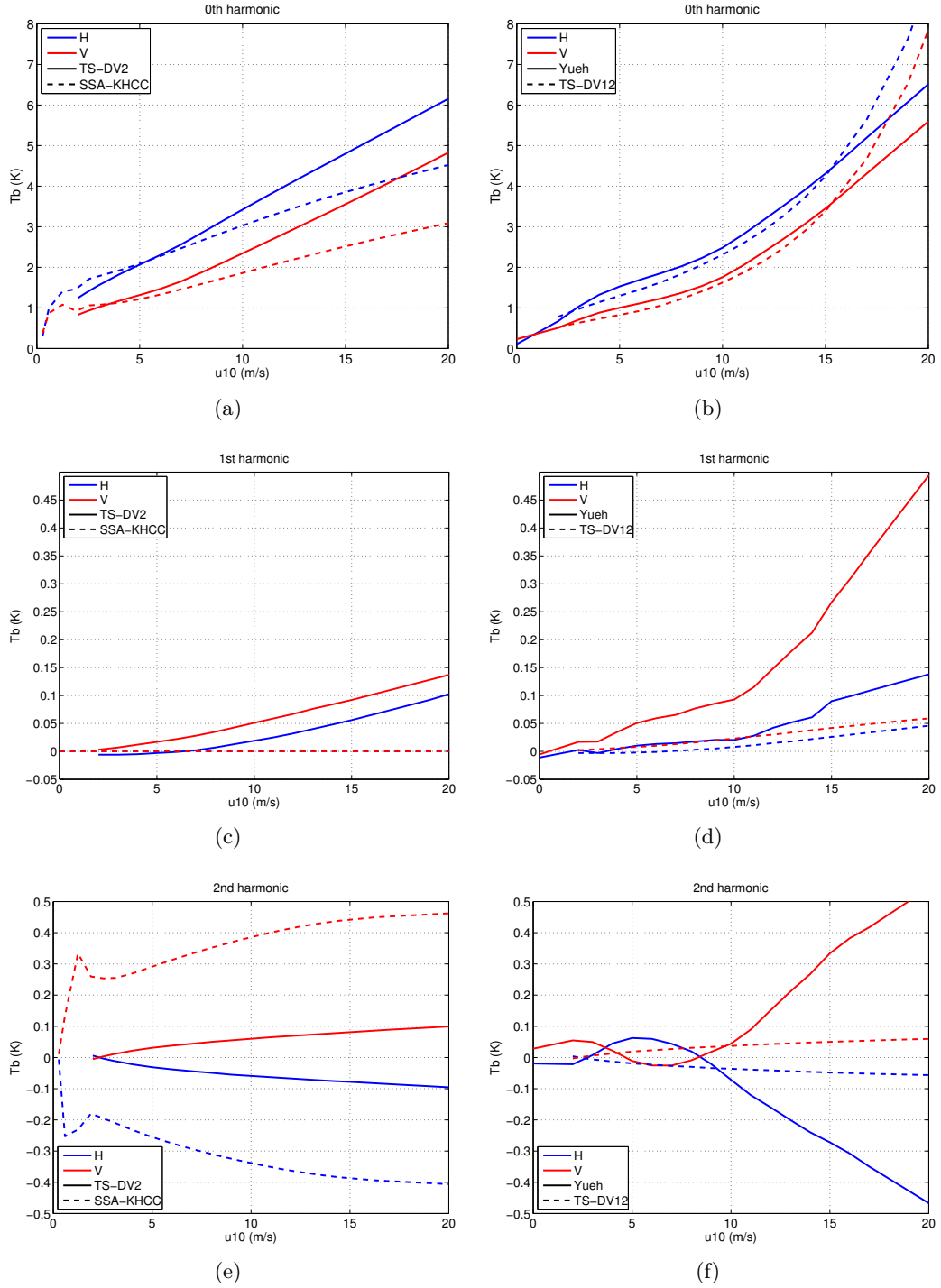


Figure 2.11 – Harmoniques de Tb_{rug} en fonction de la vitesse du vent pour les quatre modèles de rugosité (Yueh, TS-DV12, TS-DV2, SSA-KHCC) dans les polarisations H et V à 33° d'angle d'incidence. À gauche les modèles pré-lancement, à droite les nouveaux modèles. (a), (b) Composante omnidirectionnelle. (c), (d) Première harmonique. (e), (f) Seconde harmonique.

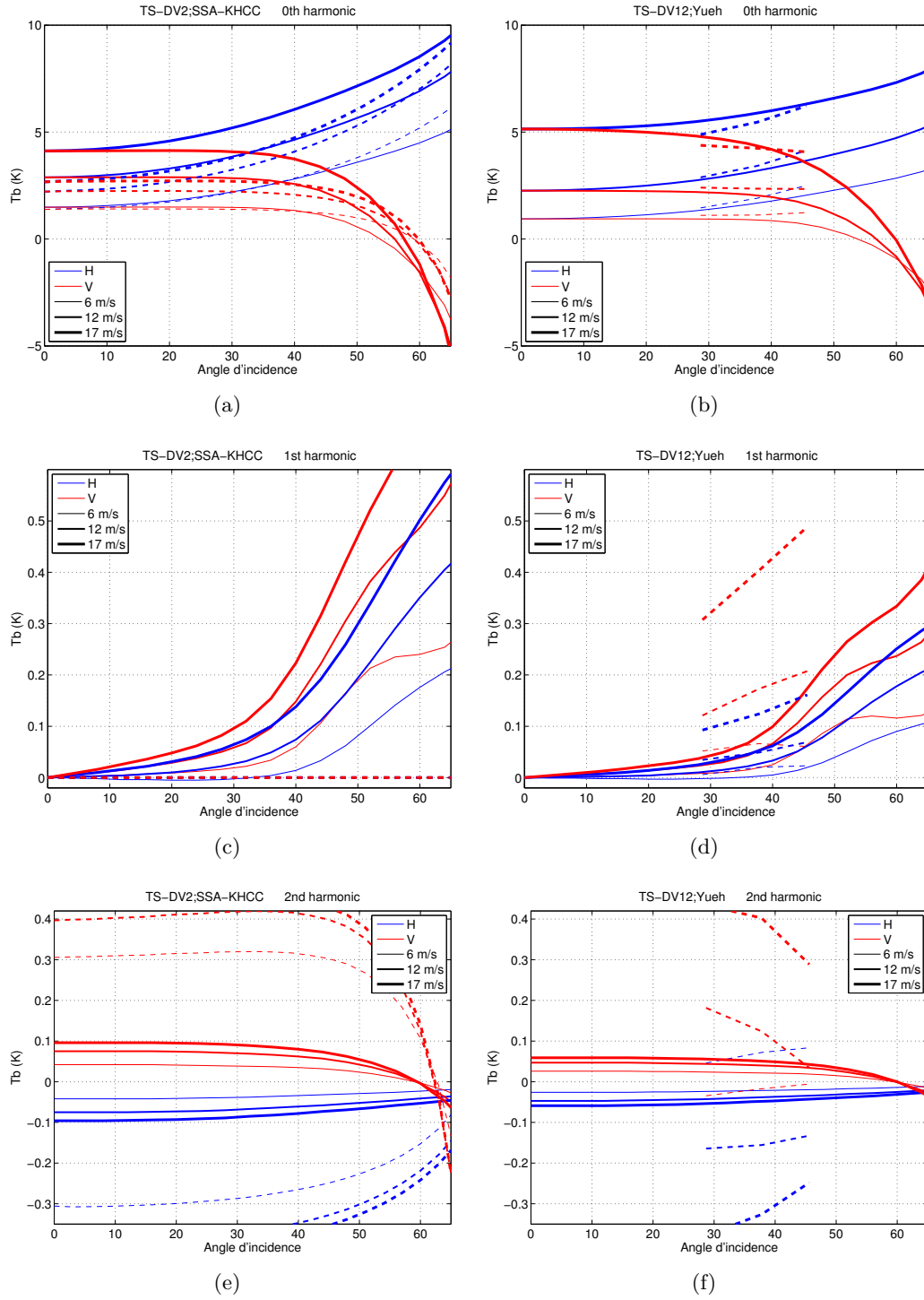


Figure 2.12 – Harmoniques de Tb_{rug} en fonction de l'angle d'incidence pour des vents de 6 m/s, 12 m/s et 17 m/s (l'épaisseur du trait augmente avec la vitesse du vent). (a), (c) et (e) Pour les modèles TS-DV2 (trait plein) et SSA-KHCC (trait-tiret). (b), (d) et (f) Pour les modèles TS-DV12 (trait plein) et Yueh (trait-tiret). (a) et (b) pour la composante omnidirectionnelle. (c) et (d) pour la première harmonique. (e) et (f) pour la seconde harmonique.

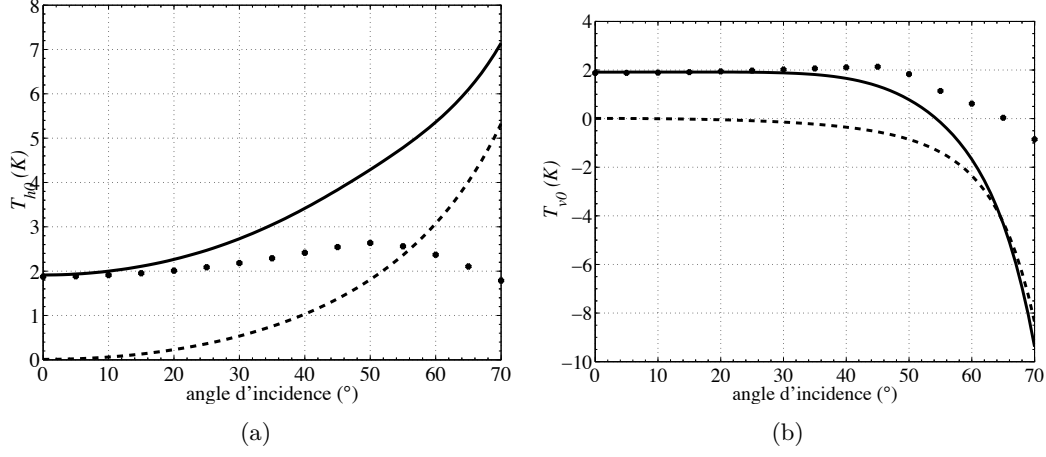


Figure 2.13 – Tb_{rug} omnidirectionnelle pour un vent de 8 m/s en fonction de l'angle d'incidence en polarisation (a) horizontale et (b) verticale. Les modèles utilisés sont le modèle TS-DV2 (trait plein), auquel on supprime l'influence des petites échelles pour obtenir le modèle grande échelle (trait-tiret) ou l'influence des grandes échelles pour obtenir le modèle petite échelle (points). Figure tirée de [Dinnat, 2003].

majorité des conditions de vitesses de vent qui ont été rencontrées lors des différentes campagnes CAROLS (Figure 2.17 page 44).

2.3.3 Émission et atténuation de l'atmosphère

Les informations présentées dans cette section sont principalement tirées de [Dinnat, 2003, Section 6.2 et 6.3] et [SMOS Team, 2008]. Je ne présenterai que les informations qui me paraissent essentielles et j'invite le lecteur à se reporter à ces documents pour plus de précisions.

Les effets de l'atmosphère sur la Tb sont de deux types, d'une part elle atténue légèrement ($\approx 1\%$) les rayonnements la traversant (transmittance ou épaisseur optique τ_θ), d'autre part elle émet un rayonnement propre (Tb_{atm}). Pour mettre en évidence les termes de corrections je réécris l'Équation (2.8) page 13 :

$$T_{Ap}(z) = Tb_{mer} + \mathbf{Tb}_{mer} \cdot \left(e^{-\tau_\theta(0,z)} - 1 \right) + \mathbf{R} \cdot (\mathbf{Tb}_{ciel} \cdot e^{-\tau_\theta} + \mathbf{Tb}_{atm\downarrow}) \cdot e^{-\tau_\theta(0,z)} + \mathbf{Tb}_{atm\uparrow}(z) \quad (2.50)$$

$$T_{Ap}(z) \approx Tb_{mer} + R \cdot Tb_{ciel} + \mathbf{Tb}_{mer} \cdot \left(e^{-\tau_\theta(0,z)} - 1 \right) + \mathbf{R} \cdot \mathbf{Tb}_{atm\downarrow} + \mathbf{Tb}_{atm\uparrow}(z). \quad (2.51)$$

Pour évaluer les composantes ($\tau_\theta(0,z)$, $Tb_{atm\downarrow}$, $Tb_{atm\uparrow}$), il est nécessaire d'évaluer quatre composantes de l'atmosphère. L'air sec, la vapeur d'eau, les nuages et la pluie. Plusieurs gaz peuvent interagir avec les ondes électromagnétiques. En hyperfréquence, seul l'oxygène (O_2) et la vapeur d'eau (H_2O) ont une influence non négligeable. En bande-L le coefficient d'absorption de la vapeur d'eau est environ 20 fois plus faible que l'oxygène qui est lui même très faible. L'épaisseur optique totale de l'atmosphère implique une atténuation de l'ordre de 1%. L'épaisseur optique diminue très rapidement sur les cinq premiers kilomètres en altitude, il est donc nécessaire de prendre en compte l'altitude de l'avion pour appliquer les corrections.

On a une faible atténuation de Tb_{mer} par l'atmosphère. Le terme $(1 - e^{-\tau_\theta})$ est de l'ordre de 1% (1K) sur toute l'épaisseur de l'atmosphère. Tb_{atm} est dominée par les couches atmosphériques les plus basses qui sont sensibles aux conditions

atmosphériques proches de la surface de la mer. Cependant, comme $Tb_{atm\uparrow}$ varie sensiblement jusqu'à 10 km ([Dinnat, 2003, Figure 6.12]), il est nécessaire de tenir compte de l'altitude de l'avion pour ce terme. Pour donner des ordres de grandeurs : à 3000 m d'altitude au Nadir, $Tb_{atm\uparrow}$ est de l'ordre de 1 K, la correction pour l'atténuation de Tb_{mer} est de -0.4 K (0.4% $\tau = 4 \times 10^{-3}$ neper) et $R.Tb_{atm\downarrow}$ vaut 1.3 K, soit une correction totale positive de 1.9 K. Pour une altitude de 600 m au Nadir, $Tb_{atm\uparrow} \approx 0.4$ K et l'atténuation de Tb_{mer} est de -0.05 K. Soit une correction totale positive d'environ 1.7 K en prenant en compte $R.Tb_{atm\downarrow}$.

Pour estimer ces corrections, seule la connaissance de la pression est importante. Une variation de pression de 100 mbar provoque une différence sur $Tb_{atm\downarrow}$ de 0.35 K au Nadir. La précision des modèles météorologiques étant d'environ 1.4 mbar, l'erreur sur la correction de l'atmosphère est négligeable. L'influence de la température et de l'humidité relative à la surface de l'océan est négligeable [Dinnat, 2003].

Influence des nuages

Dans le processeur SMOS aucune correction des nuages n'est appliquée. L'étude [Peichl et al., 2004] conclue que les nuages n'ont en générale pas une influence significative en bande-L (erreur inférieure à 0.05 K). Pour les analyses décrites dans ce manuscrit aucune correction des nuages n'a été appliquée.

Influence de la pluie

Les phénomènes météorologiques tels que la pluie, la grêle ou la neige participent à l'absorption et à la diffusion du rayonnement électromagnétique. Cependant comme l'influence de la grêle et la neige est très faible [Schulz, 2002], seule l'influence de la pluie est présentée ci-dessous.

Le coefficient d'extinction de la pluie sur le signal électromagnétique en bande-L est trois ordres de grandeurs plus faible à 1.4 GHz qu'à 10 GHz ce qui implique une faible dépendance à la pluie. [Skou and Hoffman-Bang, 2005] et [Wentz, 2005] estiment une influence de la pluie sur la Tb inférieure à 0.25 K pour des taux de pluie jusqu'à 10 mm/h pour des angles compris entre 0° et 55° .

La pluie au contact de la surface de la mer modifie sa rugosité et donc la diffusion des ondes électromagnétiques. L'étude de [Contreras and Plant, 2006] suggère une légère influence de la pluie sur la modification de la rugosité (échelles de 5 cm et 20 cm) pour des taux de pluie supérieurs à 10 mm/h et des vents inférieurs à 7 m/s.

Par ailleurs, une dessalure de la surface de l'océan (associée à une stratification verticale) peut apparaître lors d'événement pluvieux. À l'aide des mesures SMOS et SSMI, [Boutin et al., 2013] a mis en évidence une sensibilité de -0.14 pss \cdot mm $^{-1}\cdot$ h dans la zone de convergence intertropicale du Pacifique.

Pour les analyses décrites dans ce manuscrit, aucune condition avec de forte pluie (supérieure à 4 mm/h) n'a été rencontrée. Je n'ai donc pas pris en compte le phénomène.

2.3.4 Influence de la diffusion du signal céleste sur l'océan

Dans cette section, je vais présenter l'effet des sources de rayonnement radio en bande-L dans la galaxie et dans notre système solaire. Ceci concerne la galaxie et le fond cosmique à 2.73 K, le soleil et la lune. Physiquement ces sources correspondent à trois phénomènes :

- rayonnement thermique du corps noir,

- rayonnement de la raie d’hydrogène à 21 cm,
- rayonnement continu synchrotron ou de freinage.

La raie d’émission de l’hydrogène correspond au changement de spin de l’électron, i.e. passage d’un spin parallèle (électron et proton ont le même sens de rotation) à un spin anti-parallèle. Cette émission ne se produit que lorsque l’hydrogène est neutre sous sa forme atomique noté HI. Cette transition est associée à une raie très fine à 21.106 cm. Cependant, dû à l’effet Doppler, l’émission couvre une bande de fréquence de 4.025 MHz centrée à 1.42 GHz [Le Vine and Abraham, 2004].

Le rayonnement synchrotron d’électron relativiste (proche de la vitesse de la lumière) est une forte source en bande-L. Il produit un spectre continu. Le rayonnement synchrotron est le rayonnement électromagnétique émis par une particule chargée soumis à une accélération centripète [Farge, 1975].

Influence de la galaxie

Les sources d’émission radio de la galaxie combinent les trois phénomènes présentés ci-dessus. Une très bonne revue du signal galactique en bande-L est présentée dans [Le Vine and Abraham, 2004], je ne reprendrai que les points principaux.

Le fond diffus cosmologique est le rayonnement électromagnétique issu de l’origine de l’univers (lorsqu’il était dense et chaud), qui s’est refroidi lors de son expansion jusqu’à la température actuelle de 2.73 K. Ce rayonnement thermique se comporte comme un corps noir parfait et est constant (2.73 K) dans l’espace et le temps à quelques milli-Kelvin près. Ce signal est diffusé par la surface de l’océan et comme il est constant, il est parfois intégré à la Tb de l’atmosphère descendante ($Tb_{atm\downarrow}$) comme par exemple dans [Dinnat, 2003]. Le modèle implémenté dans TRAP intègre le fond cosmologique avec le signal galactique.

Le rayonnement de la raie d’émission de l’hydrogène neutre est concentré principalement dans le plan de la galaxie [Kalberla et al., 2005] (Figure 2.14 page ci-contre^{||}). Sa valeur varie de 0 K à 2 K.

Le rayonnement continu thermique ou synchrotron est la variation principale du signal galactique en bande-L (Figure 2.14). Il varie de 0.5 K à plus de 20 K (Figure 2.14). Cassiopée-A ** (Déclinaison : 60°, Ascension droite : 355°) et Cygnus-A (Déclinaison : 40°, Ascension droite : 300°), sont les sources radio du ciel les plus fortes après le Soleil. Ces deux sources ont une émission synchrotron.

La contribution du signal galactique total (fond cosmologique, spectre continu et raie d’hydrogène) après réflexion spéculaire au Nadir varie d’environ 2.5 K à 10 K ($T_v = T_h$, Figure 2.15 page suivante).

Bien que le signal galactique en bande-L semble bien estimé, la diffusion de ce signal à la surface de l’océan peut être une source importante d’incertitude. En effet,

^{||}. Le système de coordonnées équatoriales permet de repérer le signal d’une étoile indépendamment du lieu et de la date de l’observation. Il utilise comme plan de référence la projection sur la sphère céleste de l’équateur de la Terre. Le point de référence de ce cercle est le point vernal qui correspond à l’intersection du plan de l’écliptique (plan de l’orbite de la Terre) et du plan de l’équateur pour le nœud ascendant. La déclinaison est l’angle mesurée entre un point de la sphère et l’équateur (définie positivement pour l’hémisphère Nord). L’ascension droite est définie comme l’angle entre le méridien d’un point de la sphère et le méridien de référence passant par le point vernal. L’ascension droite est compté positivement vers l’Est.

** . Cassiopée-A est située à une distance d’environ 11 000 années-lumière. Il s’agit du rémanent d’une supernova qui a explosé dans la Voie lactée dans la seconde moitié du XVII^{ème} siècle [Reichart and Stephens, 2000, Reed et al., 1995]. L’évolution de son émission et de sa position sont surveillées régulièrement [Schwarz et al., 1997, Reichart and Stephens, 2000].

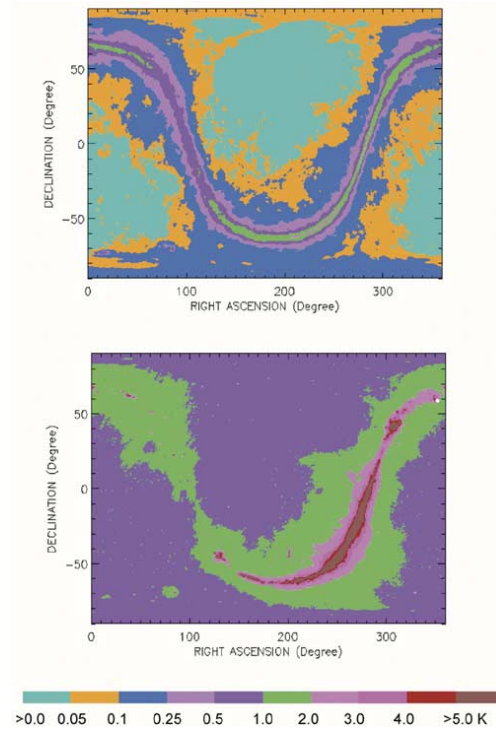


Figure 2.14 – Sources d’émissions de la sphère céleste projetée dans le système de coordonnées équatoriales à une résolution spatiale de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. (haut) Émission de la raie d’hydrogène et (bas) spectre continu tracé comme une température de brillance équivalente à une largeur de bande de 20 MHz. Le fond diffus cosmologique a été soustrait. Le point blanc situé à 60° déclinaison et 355° en ascension droite représente Cassiopée-A qui étant une source trop forte a été exclue des données. Figures tirées de [Le Vine and Abraham, 2004].

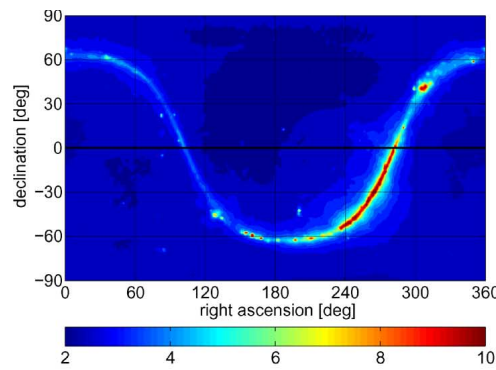


Figure 2.15 – Étalement angulaire du signal céleste non polarisée à incidence normale après réflexion spéculaire (surface plane — $SST = 15^\circ C$, $SSS = 35$ psu). L’unité est en Kelvin. Figure tirée de [Tenerelli et al., 2008].

la forte non-homogénéité spatiale du signal galactique associée à une forte dépendance des conditions de surface lors de la diffusion rend l'estimation de ce paramètre difficile [Dinnat et al., 2008]. Les travaux présentés dans ce manuscrit utilisent la diffusion du rayonnement céleste par la surface de l'océan telle que présenté dans [Tenerelli et al., 2008] et appliqué à SMOS dans [Reul et al., 2008b]. Après le lancement de SMOS, les auteurs de ces papiers ont montrés que ce modèle surestimait la diffusion du signal galactique (Figure G.2 page 164). Pour SMOS et Aquarius, l'impact de cette erreur peut être importante (de l'ordre du Kelvin) puisque le lobe principal des antennes est relativement fin. Pour CAROLS, comme le lobe d'antenne est très large (38°) l'impact est limité puisque la différence entre utiliser un modèle de réflexion spéculaire où le modèle [Tenerelli et al., 2008] qui surestime l'influence de la diffusion est de l'ordre du dixième de Kelvin (Figure G.1, G.3 et G.4).

Dans la suite du manuscrit j'utiliserai donc le modèle de diffusion du signal galactique de [Tenerelli et al., 2008]. Les coefficients de diffusion de ce modèle seront déduits des conditions de vent observées ou estimées. Dans le cas où je discuterai de l'influence du signal galactique, j'estimerai l'ordre de grandeur de l'erreur d'après la différence entre le signal spéculaire et le signal diffusé (Cf Figure G.1).

Influence du soleil

Le soleil est une source de rayonnement extrêmement forte en bande-L. Sa température de brillance en bande-L peut être supérieure à plusieurs millions de K pendant le pic du cycle solaire (prochain prévu en mai 2013), et descendre à 100 000 K. Ce rayonnement provient principalement du rayonnement continu synchrotron ou de freinage (bremsstrahlung) [Dulk and Gary, 1983]. [Reul et al., 2007, Dinnat and Le Vine, 2008] décrivent en détail l'influence de la réflexion du soleil (scintillement — sun glint) et son influence pour les missions spatiales SMOS et Aquarius. Le rayonnement du soleil intercepté par l'antenne provient soit d'une réflexion à la surface de la mer (T_{Ar}), soit d'un rayonnement direct (T_{Ad}) dans un lobe secondaire de l'antenne. Pour les campagnes CAROLS, les vols ont été effectués de nuit (tard le soir ou tôt le matin). Pour certains vols du matin, le soleil se levait avant la fin du vol. Si on reprend les équations de [Yueh et al., 2001] :

$$\begin{aligned} T_{Ad} &= T_{sun} \cdot \frac{\Omega_i}{4\pi} \cdot G \\ T_{Ar} &= T_{sun} \cdot \frac{\Omega_i}{4\pi} \cdot R \cdot G \end{aligned} \quad (2.52)$$

avec T_{sun} la Tb du soleil variant environ de 10^5 K à 10^7 K, $\Omega_i = 0.224^{\circ 2}$ l'angle solide du Soleil vu de la Terre, G le gain de l'antenne dans une direction donnée et R le coefficient de réflexion. La taille du disque solaire étant très faible, le rapport $\Omega_i/4\pi$ est de l'ordre de 5×10^{-6} .

L'antenne CAROLS a été conçue pour avoir des lobes secondaires et arrières très faibles (inférieur à -30 dB ; Figure 3.4 page 55). L'antenne pointant vers l'océan, l'influence du rayonnement direct du soleil est donc négligeable (inférieur à 0.05 K pour $T_{sun} = 10^7$ K). Par contre dès que le rayonnement du soleil est réfléchi ou diffusé par la surface de l'océan et qu'il atteint le lobe principal de l'antenne, l'impact varie de 0.5 K à 50 K pour $T_{sun} = 10^5 - 10^7$ K et $R = 1$ pour un gain de 0 dB. Dans le cas d'une diffusion isotrope, [Yueh et al., 2001] estime l'impact sur la température d'antenne pour $T_{sun} = 10^5$ K à environ 0.1 K.

Dans le cas de CAROLS, pour une mer moyennement agitée l'impact du rayonnement du soleil peut être négligé tant qu'on s'éloigne de la réflexion spéculaire. Par

Tableau 2.3 – Composantes du modèles directs inclus ou ajouté dans TRAP. Pour chaque étude, il est indiqué si cette composante est (O) ou non (N) utilisée.

	test sensi.	Vol côtier 2009	Campagne 2010
Mer plate [Klein and Swift, 1977]	O	O	O
Émission et atténuation atmosphère	N	O	O
Diffusion du signal galactique	O	O	O
Réflexion spéculaire signal galactique	O	N	N
Diffusion du signal solaire	O	N	N
Écume	N	N	N
SSA-KHCC	O	N	O
TS-DV2	O	O	O
TS-DV12 (inclus écume)	O	N	O

contre, lorsque le soleil est dans le lobe principal, l'impact est de plusieurs Kelvin comme on a pu l'observer lors d'une série de cercle en fin de vol au dessus de la bouée Pharos le 19 novembre 2010 (Figure 2.16 page suivante). On remarque que le signal mesuré est en bon accord avec le modèle de diffusion du signal solaire même si le modèle a tendance à légèrement sous-estimer (≈ 0.5 K) le signal proche de la direction spéculaire comme observé sur SMOS. La différence entre le modèle et la mesure est malgré tout beaucoup trop importante pour que ces données soit exploitable.

Dans la suite du manuscrit, je ne tiendrais pas compte de l'influence du soleil.

Influence de la Lune

L'influence de la Lune est estimée de manière équivalente à celle du Soleil. Sa Tb en bande-L est d'environ 200 K avec une faible dépendance de la phase de la Lune. L'extension angulaire du disque de la Lune est de 0.215° . Le gain maximum de l'antenne CAROLS étant inférieur à +15 dB, le rayonnement de la Lune n'a pas d'influence significative sur la température d'antenne (inférieur à 0.05 K).

L'influence des autres planètes du système solaire est négligeable car elles ont une extension angulaire bien plus faible que la Lune et une Tb inférieure à quelques centaines de Kelvin.

2.3.5 TRAP (Terrestrial Radiometry Analysis Package)

Le programme TRAP (Terrestrial Radiometry Analysis Package) a été développé pour analyser les mesures de la campagne CoSMOS au-dessus de l'océan [Reul et al., 2006]. Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un radiomètre polarimétrique en bande-L (EMIRAD) et de deux antennes pointant au Nadir ou vers l'arrière de l'avion. Le programme comprend la plupart des modèles directs décrits précédemment (résumés dans le Tableau 2.3), effectue alors les rotations géométriques nécessaires pour porter la Tb modélisée dans le référentiel de la surface à celui de l'antenne puis intègre la température apparentes à l'entrée de l'antenne, sur le gain d'antenne pour produire la température d'antenne afin de comparer les données avec le modèle. Comme l'antenne pour la campagne CoSMOS pointait vers l'arrière, alors qu'une des antennes CAROLS pointe vers le côté droit de l'avion, il a été nécessaire d'adapter légèrement le programme pour prendre en compte cette rotation.

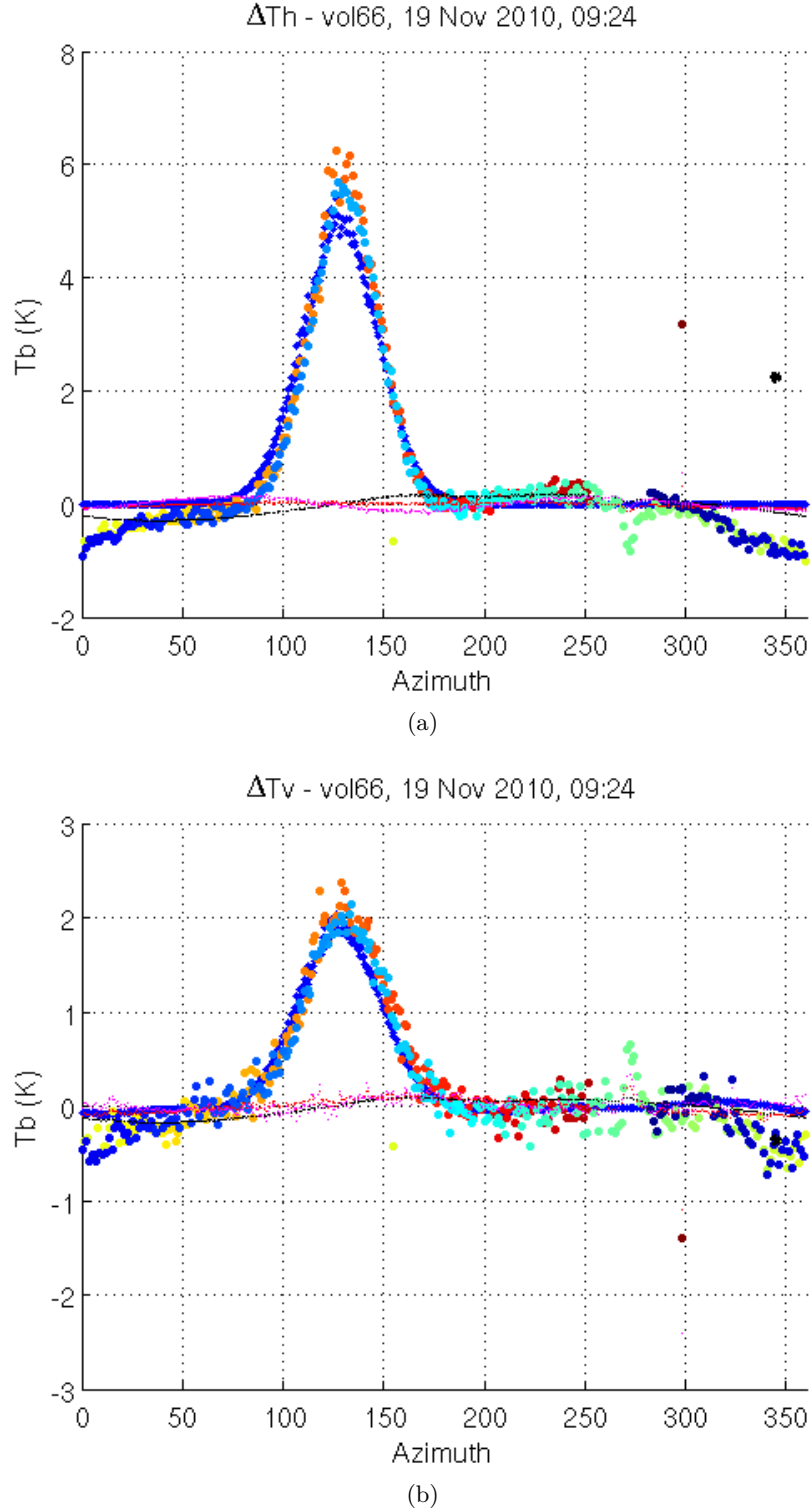


Figure 2.16 – Variation de la T_b mesurée par CAROLS (gros points de couleur) en fonction de l'angle d'azimut de l'antenne durant deux cercles à environ 50° d'incidence. (a) polarisations H , (b) V . La couleur des gros points représente le temps durant les cercles. Les cercles ont été effectués à 9h24TU le 19 novembre 2010 à $5.6^\circ W$ de longitude soit à environ à 9h locale. Les points bleu représentent la T_b du soleil diffusée par la surface (Modèle SSA, spectre KHCC). Les petits points rouges, magenta et noirs représentent respectivement la variation des modèles de rugosité (TS-DV12 et SSA-KHCC) et de diffusion du bruit galactique (Modèle Kirchoff Approximation, spectre KHCC, [Tenerelli et al., 2008]).

2.4 Autres sources non modélisées

2.4.1 Impact et traitement des RFI

Généralité sur les RFI

Les Interférences Radio-Fréquence (RFI) sont des signaux d'origines humaines (radar militaire ou civil, radio-amateur, satellite de télécommunication ...) qui émettent dans la même bande de fréquence que celle utilisée pour mesurer le signal géophysique. Les RFI affectent les mesures en microondes actives [Freedman et al., 2012] et passives. Pour certaines mesures passives, la bande de fréquence utilisée est protégée de toutes émissions électromagnétiques anthropiques. C'est le cas pour la bande-L (1400–1427MHz) utilisée par CAROLS, SMOS et Aquarius. Les RFI modifient l'intensité du signal mesurée (jusqu'à des distances de 3000 km pour SMOS [Soldo et al., 2012]) ce qui implique une mauvaise estimation de la grandeur géophysique inversée.

Traitement des RFI pour SMOS et Aquarius

Plusieurs méthodes permettent de lutter contre ces RFI. La plus efficace est de lutter contre l'émission de ces sources. Une seconde méthode est de trier le signal à l'acquisition et/ou au traitement.

Aquarius détecte une partie des RFI dès l'acquisition : si l'échantillon d'une durée de 10 ms à 20 ms excède un seuil prédéfini, la donnée est supprimée. Cette méthode permet la suppression d'une partie des RFI par impulsions. L'enregistrement des statistiques sur les données une fois moyennées permet de post-traiter les acquisitions.

SMOS ne permet pas de supprimer les RFI dès l'acquisition. Les données sont moyennées sans filtrage sur des périodes de 1.2 s pour les polarisations V et H. Mais par contre des post-traitements permettent la détection [Kristensen et al., 2012], l'estimation de la puissance et le positionnement de la source [Oliva et al., 2012] et des méthodes de correction ont été proposées [Anterrieu et al., 2012, Soldo et al., 2012]. Suite à une collaboration avec Yan Soldo, j'ai évalué l'impact de ces corrections de RFI dans le golfe de Gascogne pour les vols de la campagne de Novembre 2010. La méthode [Soldo et al., 2012] est une méthode itérative qui estime la position et la température de brillance de la source avant de la corriger. Les résultats de ce traitement sont présentés dans l'Annexe E page 149. La conclusion principale de cette étude est que les corrections pour les RFI ne permettent pas d'expliquer les anomalies de Tb que l'on observe dans le golfe de Gascogne avec les mesures SMOS. La source d'erreur dans le golfe de Gascogne pourrait aussi venir d'une mauvaise reconstruction du signal interférométrique SMOS au voisinage de la côte.

Revue des traitements de RFI pour CAROLS

Bien que l'impact spatial des RFI soit beaucoup moins étendu pour les mesures aéroportées CAROLS que pour les mesures satellitaires (SMOS ou Aquarius), les RFI demeurent problématiques. Je vais présenter ici deux études sur les RFI à l'aide des mesures CAROLS. Les algorithmes de traitement des RFI que j'ai utilisés sont présentés dans la Section 3.3.1 page 59 et dans la Section 2.4.1.

[Pardé et al., 2011] effectue une analyse de plusieurs méthodes de détection de RFI et les teste sur les données CAROLS acquises au-dessus des terres émergées.

Trois types de détection sont étudiés. La première utilise les statistiques de kurtosis du signal pour détecter la présence de signaux non-gaussiens. La seconde compare la valeur de l'écart-type du signal par rapport à un seuil pour déterminer la présence des RFI. La dernière méthode utilise un seuil sur T3 et T4. L'article conclut que la méthode basée sur le kurtosis est bien adaptée pour détecter les RFI pulsés tandis que la méthode basée sur un seuil de l'écart-type est mieux adaptée à la détection des sources continues de RFI. Les tris de RFI utilisés ici seront décrits dans la Section 3.3.1 page 59.

[Fanise et al., 2011] présente une étude des RFI sur les terres émergées à l'aide d'un analyseur de spectre. Il précise que les RFI rencontrés sont de deux types. Des sources qui émettent sur tout le spectre fréquentiel analysé et d'autres sources à bande étroite, comme les signaux pulsés des radar. Il propose une méthode qui permet de détecter et de supprimer les RFI par sous-bande de fréquence. Le signal géophysique peut alors être déduit des bandes de fréquences non affectées. Lors des vols étudié pendant ma thèse l'analyseur de spectre n'était pas installé.

2.5 État de l'art de la mesure radiométrique en bande-L

Les premières mesures de la salinité par télédétection datent de 1969 avec les mesures aéroportées de [Droppleman et al., 1970] à l'embouchure du Mississippi. Moins de dix années plus tard les premières mesures par satellite à bord de la station spatiale Skylab sont effectuées [Lerner and Hollinger, 1977]. Ces premières mesures mettent en évidence la sensibilité du signal radiométrique en bande-L à la salinité mais aussi à la vitesse du vent ainsi que la faible sensibilité à la température. À la fin des années 70, de nombreuses études ont été effectuées au centre de recherche Langley de la NASA à l'aide de radiomètres en bande-L et bande-S (2.65 GHz). La précision des mesures est déjà d'environ 1 pss^{††}. C'est à cette époque et dans ce même laboratoire que [Klein and Swift, 1977] propose un nouveau modèle de constante diélectrique en fonction de la salinité.

À partir des années 1990, un renouveau d'intérêt arrive pour la télédétection en bande-L. Une première équipe au Goddard Space Flight Center de la NASA propose un radiomètre à synthèse d'ouverture (ESTAR - Electrically Scanning Thinned Array Radiometer) [Le Vine et al., 1990, Le Vine et al., 2001] dédié principalement à l'étude de l'humidité des sols mais dont l'étude [Le Vine et al., 1998] montre une inversion de la salinité avec une précision d'environ 1 pss pour une eau à 9 °C dans la baie du Delaware. Cet instrument a évolué dans les années 2000 vers un nouvel instrument interférométrique en deux dimensions 2D-STAR mais est toujours dédié préférentiellement à l'humidité des sols [Le Vine et al., 2007].

Parallèlement à ce premier groupe, le Naval Research Laboratory (USA) développe un instrument dédié à la mesure de la salinité (SLFMR — Scanning Low Frequency Microwave Radiometer) et effectue les premières mesures en baie de Chesapeake [Miller et al., 1998]. Cet instrument laisse vite la place au (STARSS — Salinity Temperature and Roughness Remote Scanner) qui combine en plus d'un radiomètre en bande-L, un détecteur infrarouge pour la SST et un radiomètre en bande-C pour la rugosité [Burrage et al., 2008]. Cet instrument fut utilisé par des équipes européennes [Etcheto et al., 2004] mais les mesures montrent des erreurs importantes de salinité (± 5 pss). Des mesures radiométrique à bord d'une plateforme pétrolière au large du delta de l'Ebre (Espagne) ont été effectuées lors des campagnes

^{††}. Lors de ces expériences la température de l'eau est de 25 °C

WISE (WInd and Salinity Experiment) [Camps et al., 2004]. Les mesures WISE ont confirmé une dépendance significative des Tb avec la vitesse du vent, même si l'influence de la plateforme sur la rugosité de surface ne peut pas être totalement exclu. Les mesures à 44° d'incidence ont confirmé une variation abrupte de Tb entre une mer plate et un vent de l'ordre de 3 m/s [Etcheto et al., 2004].

Une troisième équipe aux États-Unis a construit à la fin des années 90, au centre Jet Propulsion Laboratory de la NASA, un instrument qui combine des mesures passives et actives (PALS — Passive-Active L and S-band) [Wilson et al., 2001]. Cet instrument possède deux grosses antennes (1 m de diamètre et 2.7 m de long pour l'antenne en bande-L), qui implique des coûts opérationnels importants lors des campagnes aéroportées. Il laisse la place à un instrument plus léger qui utilise une antenne planaire et seulement la fréquence en bande-L tout en conservant la synergie active/passive (PALS — Passive-Active L-band Sensor) [Yueh et al., 2010, Yueh and Chaubell, 2012]. Avec ce dernier instrument, la précision de la mesure devient suffisamment importante pour étudier l'influence de l'azimut du vent et pour proposer un nouveau modèle de rugosité. Je détaillerai les études effectuées à l'aide de cet instrument dans la section suivante sur le lien actif/passif.

Parallèlement au développement de ces instruments aéroportés aux États-Unis, l'Europe vit entre autre le développement du radiomètre EMIRAD [Rotbøll et al., 2003] par l'université technique du Danemark (DTU) et le déroulement avec cet instrument de deux campagnes aéroportées au-dessus de l'océan (LOSAC et CoSMOS) [Sobjaerg et al., 2006] [Reul et al., 2006]. L'interprétation des mesures de cette campagne, qui impliqua également les équipes de l'IFREMER, a une importance majeure pour mon travail. En effet, j'utilise le paquet de programme (TRAP — Terrestrial Radiometry Analysis Package) qui a été développé et validé lors de cette campagne. Le rapport scientifique pour l'ESA qui a été rédigé pour cette campagne montre des précisions de la mesure de l'ordre de 0.8 K [Reul et al., 2006] et des inversions de SSS dans une eau froide de l'ordre de 0.8 pss [Reul et al., 2008a].

Avec les lancements des satellites en Novembre 2009 (SMOS) puis en Juin 2011 (Aquarius), un grand jeu de mesures en bande-L est maintenant accessible. Grâce à cette grande quantité de mesures, les modèles de rugosité sur lesquels pesaient une grande incertitude au début de ma thèse ont pu être améliorés. Deux méthodes ont été appliquées pour modifier ces modèles. La première consiste à ajuster empiriquement un nouveau modèle sur les mesures [Guimbard et al., 2012], [Yueh et al., 2012] (modèle Yueh), tandis que la seconde (semi-empirique) propose d'ajuster seulement certains paramètres d'un modèle physique [Yin et al., 2012] (modèle TS-DV12). Les trois nouveaux modèles de rugosité implémentés dans le processeur SMOS sont représentés sur la Figure 2.17 page suivante et montrent un très bon accord sur la sensibilité de la Tb à la vitesse du vent pour des vents allant de 4 m/s à 14 m/s. Dans ce manuscrit je comparerai les deux nouveaux modèles de rugosité (TS-DV12 et Yueh) aux modèles pré-lancement (TS-DV2 et SSA-KHCC) dans la Chapitre 7 page 99 où j'utilise les synergies des mesures actives/passives pour analyser les mesures radiométriques.

Je propose dans la section suivante un état de l'art des synergies actives/passives en microondes puis plus spécifiquement pour la bande-L.

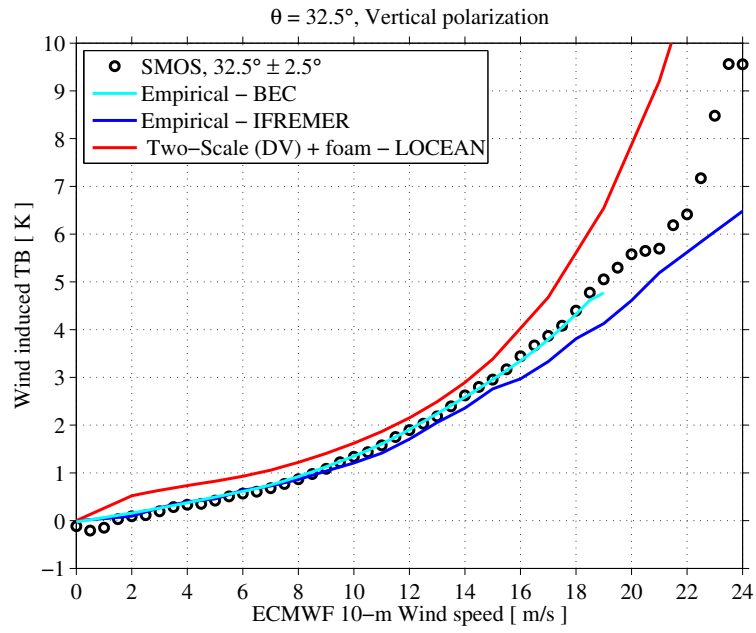
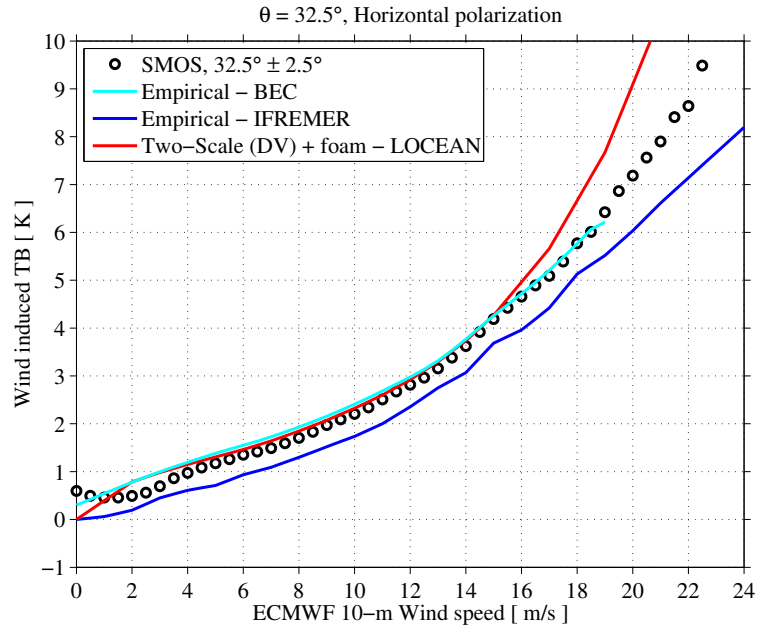


Figure 2.17 – Nouveaux modèles de rugosité du processeur SMOS en fonction de la vitesse du vent pour un angle d'incidence de 32.5° . En polarisation (a) H et (b) V. Crédit Sébastien Guimbard [Guimbard et al., 2012].

2.6 Revue des études du liens actif/passif en microondes

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, la radiométrie en bande-L est très sensible à la rugosité de la surface des océans. Cette rugosité est produite par l'action du vent sur la surface localement ou à distance. Plusieurs solutions existent pour limiter cette source d'incertitude vis à vis de la restitution de la salinité. La méthode implémentée dans le traitement ESA des données SMOS inverse les paramètres géophysiques grâce au signal radiométrique acquis à de nombreux angles d'incidence, tandis que la méthode implémentée pour les données Aquarius utilise les mesures d'un diffusiomètre. Dans les deux cas, il est essentiel d'avoir une bonne représentation de l'influence de la rugosité de la surface sur le signal radiométrique en bande-L à travers divers paramètres géophysiques. L'estimation de l'état de la surface de l'océan est mesurée traditionnellement par des mesures actives, c'est pourquoi je vais exposer dans ce chapitre les combinaisons actives/passives pour valider et améliorer la modélisation de la contribution de la rugosité sur le signal radiométrique en bande-L. Je commencerai par faire un court rappel sur le lien actif/passif en résumant les résultats présentés dans les sections précédentes (Section 2.3.2 page 20) puis j'effectuerai une revue des études sur le lien actif/passif en micro-ondes.

2.6.1 Introduction

Je rappelle que dans le cas d'un équilibre thermodynamique, l'émissivité e et la réflectivité R de la scène observée sont reliées par la relation :

$$R = 1 - e \quad (2.53)$$

Cette relation représente dans une première approche le lien qui existe entre les mesures radar et radiométrique. La quantité commune pour ces deux types de mesures est le coefficient bistatique $\gamma_{pq}(\vec{s}, \vec{i})$ (ou coefficient de rétrodiffusion $\sigma_{pq}^0(\vec{s}, \vec{i})$). Ce coefficient représente la diffusion d'une onde incidente de la direction \vec{i} en polarisation p dans la direction de diffusion \vec{s} (pour scattering) en polarisation q . Où p et q sont les polarisations H ou V. Pour les diffusiomètres, le signal mesuré est celui rétrodiffusé, soit un cas particulier du coefficient bistatique :

$$\sigma_{pq}^0 = \sigma_{pq}^0(\vec{s}, -\vec{s}) \quad (2.54)$$

Pour les radiomètres, je réécris l'Équation (2.22) page 22 où le coefficient de réflexion R dans la direction de diffusion \vec{s} se définit comme l'intégration de $\sigma_{pq}^0(\vec{s}, \vec{i})$ sur l'hémisphère supérieur, soit :

$$R_p(-\vec{s}) = \frac{1}{4\pi \cos \theta_s} \iint_{\Omega} \sigma_p^0(\vec{s}, \vec{i}) d\Omega_i, \quad (2.55)$$

où

$$\sigma_p^0(\vec{s}, \vec{i}) = \sigma_{pp}^0(\vec{s}, \vec{i}) + \sigma_{pq}^0(\vec{s}, \vec{i}). \quad (2.56)$$

Il est intéressant de noter la différence de nature des mesures actives et passives. Dans le premier cas, le coefficient bistatique n'est estimé que dans la direction de rétrodiffusion^{††}, tandis qu'en passif la mesure intègre les coefficients sur l'ensemble de la demi-sphère.

^{††}. Cette rétrodiffusion est la diffusion incohérente de l'onde radar (les phases des ondes rétrodiffusées sont décorréées). La diffusion cohérente correspond à la réflexion proche du spéculaire où

Le radar est en général préféré au radiomètre pour l'analyse de la surface océanique. Ceci s'explique par un rapport signal sur bruit bien meilleur en radar. Aux mesures du vent par satellite à l'aide des diffusiomètres à bord de Seasat, ERS-1, ERS-2, QuickSCAT — SeaWinds, Ascet, ... se joignent celles des radiomètres microondes, principalement pour des raisons de coûts, à bord de SSMI, TMI, AMSR-E, WindSat,

2.6.2 Théorie du lien actif/passif

[Dinnat, 2006] effectua une étude détaillée sur la synergie active/passive pour corriger l'impact de la rugosité de la surface sur le signal radiométrique. En effet, dans une approximation SPM (diffusion de Bragg), les signaux actifs et passifs sont tous deux proportionnels au spectre de la surface de la mer. La rugosité de la surface inclut des longueurs d'onde de vagues très diverses allant du millimètre à la centaine de mètre. Ces différentes échelles de vagues vont influencer très différemment sur le signal radar ou radiométrique. Cette influence est aussi fonction de la polarisation et de l'angle d'incidence. Dans la Section 2.3.2 page 20 j'ai présenté deux modèles d'émission d'une onde électromagnétique pour une surface rugueuse. Le modèle SPM/SSA permet de caractériser l'influence des différentes longueurs d'onde des vagues à l'aide des fonctions de poids qui filtrent le spectre de courbure de la surface de l'océan.

Par ailleurs, pour des angles d'incidence suffisamment grand, le signal radar est dominé par la longueur d'onde de Bragg (Chapitre 4). Si on reprend le formalisme des fonctions de poids, c'est comme si le signal radar filtrait le spectre de courbure à la fréquence de Bragg, soit (par exemple [Weissman et al., 2002]) :

$$\sigma_p^0(\theta, \varphi) = 16\pi \frac{k_0^4}{k_B^4} |g_p(\theta)|^2 \left(\int C_0(k) \delta(k - k_B) dk + \cos(2\varphi) \int C_2(k) \delta(k - k_B) dk \right), \quad (2.57)$$

avec $k_B = 2k_0 \sin \theta$ et g_p un facteur géométrique qui dépend de l'angle d'incidence et de la polarisation.

La Figure 2.18 page suivante représente les fonctions de poids d'un radiomètre en bande-L au nadir et à 30° et d'un radar en bande-L (rouge) et en bande-C (bleu) pour des angles d'incidence allant de 20° à 50° que j'ai dérivées de [Dinnat, 2006] (programme fourni par E. Dinnat). Les fonctions de poids du radar sont des diracs représentant l'aspect très sélectif de la diffusion de Bragg. Une modification de l'angle d'incidence du radar permet de parcourir une bande du spectre de vagues. Le radar en bande-L balaye les longueurs d'onde des vagues pour lesquelles le radiomètre en bande-L présente un ou des pics de sensibilité (i.e. λ allant d'environ 14 cm à 40 cm) qui sont fortement dépendant de l'angle d'incidence du radiomètre, tandis que le radar en bande-C balaye les longueurs d'onde correspondant au plateau des fonctions de poids du radiomètre (λ allant d'environ 2 cm à 10 cm). Ce plateau des fonctions de poids est observé aux différents angles d'incidence du radiomètre. L'utilisation d'un diffusiomètre en bande-C apparaît donc complémentaire à un radiomètre en bande-L. Par ailleurs, à 30° d'incidence, les longueurs d'onde supérieures à 60 cm commencent à prendre de l'importance en polarisation H. L'importance de ces grandes échelles augmente avec l'angle d'incidence (Figure 2.18(c)). En polarisation H, les grandes échelles augmentent la Tb tandis qu'en polarisation V elles la diminuent (signe de la fonction de poids positive).

les phases des ondes réfléchies restent corrélées. Cette distinction cohérent/incohérent n'a pas de sens en radiométrie, mais est malgré tout souvent utilisé dans les modèles issues de la modélisation en diffusiométrie/altimétrie.

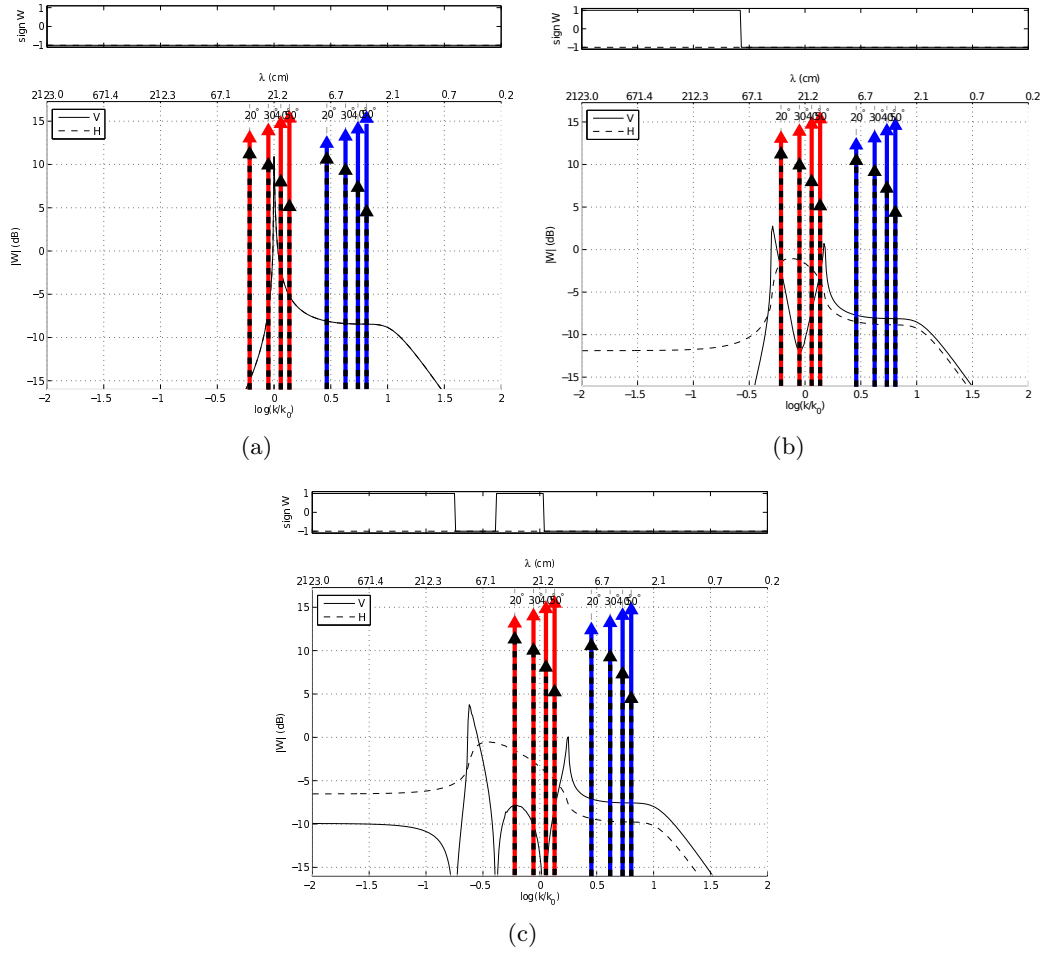


Figure 2.18 – En haut, signe de la fonction de poids. En bas, valeur absolue de la fonction de poids omnidirectionnelle pour un radiomètre au nadir (a), visant à 30° (b) ou 50° (c) et pour deux radar à 20°, 30°, 40° et 50° d'incidence en bande-L (23 cm en rouge) et en bande-C (5 cm en bleu) en fonction du nombre d'onde des vagues en échelle logarithmique normalisé par le nombre d'onde du radiomètre ($k_0 = 30$ rad/m). Les barres verticales représentent les fonctions de poids pour les deux radar, et les courbes pour le radiomètre. En trait plein la polarisation V (ou VV pour le radar) et en trait tiret la polarisation H. Les fonctions de poids des radar ont été déplacé de -60dB et -88dB pour respectivement la bande-L et C. Figures tracées pour la configuration des antennes CAROLS à partir du programme utilisé dans [Dinnat, 2006].

Dans cette analyse, j'ai parlé de la longueur d'onde des vagues comme si ces longueurs d'onde étaient indépendantes. En réalité, les vagues (hors houles) sont formées par le vent local et les différentes longueurs d'ondes sont liées entre elles ce que l'on représente à l'aide d'un spectre de vague.

Travaux de [Guimbard, 2010] [Guimbard, 2010] effectue une étude détaillée de l'impact de la rugosité en microondes en s'appuyant sur une approche cohérente entre les microondes actives et passives pour des fréquences (bande L, C, X, Ku et Ka), des angles (0° à 60°) et des instruments différents. Il présente une revue des modèles électromagnétiques développés pour l'analyse des mesures radar et radiométriques avant d'analyser l'impact de la rugosité sur le lobe spéculaire en microondes actives puis d'appliquer ces résultats à une modélisation semi-empirique des effets de rugosité sur l'émissivité. Il propose un formalisme semi-empirique des variations d'émissivité en fonction de la rugosité (rug), de l'angle d'observation (θ) et de la polarisation (p) tel que :

$$\delta e_p(\theta) = \alpha_p(\theta).mss_{eff} + \beta_p(rug).|R_p(\theta)|^2. \quad (2.58)$$

Ce formalisme explicite la dépendance de la variation d'émissivité avec la rugosité comme étant la somme de deux effets : un terme de grande échelle proportionnel à la variation de la variance filtrée des pentes (αmss) et un terme imputable aux variations associées aux petites échelles (courbures ou variances des petites élévations) (βR). Il traduit ces deux effets, comme l'atténuation de l'amplitude du lobe spéculaire (βR) et la variation de la largeur du lobe spéculaire (αmss).

Les termes mss_{eff} et $\beta_p(rug)$ sont des paramètres géophysiques qui sont indépendants de l'angle d'incidence θ . Les effets de polarisation sur β sont faibles mais sont observés pour des vents faibles à des angles off-nadir. α_p et R_p sont des paramètres géométriques qui caractérisent la variation du signal radiométrique pour les grandes et petites échelles en fonction de l'angle d'incidence θ . $\alpha(0) \approx 0$ au nadir et augmente en valeur absolue lorsque θ augmente ; négatif en polarisation V et positif en polarisation H. R_p est le coefficient de Fresnel.

Au nadir, l'augmentation de l'émissivité due à la rugosité est dominée par l'atténuation du lobe spéculaire. Selon la décomposition 2-échelles présentée dans [Guimbard, 2010], la variation de l'émissivité est directement proportionnelle à la variance des élévations des petites échelles. Selon l'approche SPM, cette variation s'exprime comme une pondération du spectre de courbure par une fonction complexe présentant un pic de résonance au niveau du nombre d'onde électromagnétique.

Pour des angles à incidence modérée, [Guimbard, 2010] conclut que la variation de l'émissivité est une combinaison des contributions de l'élargissement et de l'atténuation du lobe spéculaire avec des effets différents suivant les polarisations V et H. En polarisation H ces deux contributions sont additives tandis qu'en polarisation V, les grandes échelles diminuent l'émissivité et les petites, impliquées dans les phénomènes de diffraction, concourent à l'augmenter. On peut noter cependant, que l'influence des petites échelles est prédominante par rapport aux grandes échelles (au minimum un facteur 3-4 à 55° en bande-L). On retrouvera cette décomposition, à angles d'incidence modérés, entre les grandes/moyennes échelles, caractérisées par la mss et les petites échelles dans l'interprétation des résultats du Chapitre 7.

En actif, la variation du coefficient de rétrodiffusion s'exprime comme une pondération de la variation du spectre des hauteurs par un filtre passe-bande de forme gaussienne centrée sur le nombre de Bragg et de largeur contrôlée par la variance des pentes filtrées.

Études avec PALS [Yueh et al., 2010] analyse les données actives/passives en bande-L de PALS (Passive Active L-band Sensor) lors d’une campagne aéroportée se déroulant dans l’Atlantique nord à la fin de l’hiver 2009 avec une forte variabilité des vitesses de vent (de 5 m/s à 25 m/s). L’objectif de la campagne aéroportée est d’évaluer les relations entre la T_b en bande-L, les coefficients de rétrodiffusion du radar en bande-L et la vitesse du vent. Le vent (vitesse et direction) est déduit des mesures du diffusiomètre POLSCAT en bande-Ku (13.9 GHz, $\lambda \approx 2$ cm) installé sur l’avion qui est représentatif des échelles de rugosité de l’ordre de 1 cm à 2 cm.

En prenant en compte le signal galactique réfléchi spéculairement par la surface de l’océan et les variations de l’angle d’incidence, l’étude a mis en évidence une variation azimutal de l’ordre de 1 K pic à pic pour une vitesse de vent 14 m/s à 30° d’incidence et supérieure pour un vent plus fort. Par ailleurs, les comparaisons des T_b PALS à 45° avec le vent déduit des mesures POLSCAT (caractéristique des échelles de 1 cm à 2 cm) ou avec les mesures radar à 45° donnent des statistiques semblables avec des corrélations de 0.95 à 0.97 et des erreurs quadratiques moyennes de la régression linéaire de l’ordre de 0.3 K. Le radar PALS à 45° est sensible aux vagues de longueurs d’onde proche de 15 cm, tandis que le radiomètre PALS à cette incidence, d’après les fonctions de poids (Figure 2.10 page 27), en polarisation H est très sensible aux échelles proche de 20 cm, peu à celles de 2 cm, avec une influence non négligeable des échelles intégrées supérieures à 100 cm et en V est sensible uniformément aux échelles de 2 cm à 100 cm avec une influence négative des échelles intégrées supérieures à 100 cm. Les corrélations similaires pour les deux radars (bande-L et Ku) ne semblent pas mettre en évidence une échelle de rugosité privilégiée pour expliquer les variations de T_b . Or la vitesse du vent étant très variable, en particulier pour l’un des vols, on peut s’attendre à une variation entre les échelles de rugosité de 2 cm à plusieurs mètres et donc à une réponse différente de la T_b à la variation d’une échelle de rugosité dans cette gamme. Des études plus approfondies sur ces données seraient nécessaires pour confirmer ces hypothèses et étudier l’apport des mesures radar PALS par rapport à POLSCAT pour expliquer les variations de T_b induites par la rugosité.

Par ailleurs, cette étude étant préliminaire à Aquarius, il aurait été intéressant d’évaluer l’apport des mesures radar PALS par rapport à des vents de modèles météorologiques comme NCEP ou ECMWF pour modéliser la T_b .

À partir de ce jeu de données, [Yueh and Chaubell, 2012] proposent un modèle empirique direct de la T_b et du coefficient de rétrodiffusion à 45° en fonction de la SST, SSS, la vitesse et direction du vent. Ils proposent ensuite un algorithme d’inversion de la salinité et du vent (vitesse et direction) en utilisant le radiomètre seul ou en le combinant avec le diffusiomètre. Ils estiment que l’utilisation combinée du radar permet d’améliorer d’un facteur dix (de 2 pss à 0.3 pss) l’inversion de la salinité et d’un facteur cinq (de 2.5 m/s à 0.5 m/s) l’inversion de la vitesse du vent par rapport à une inversion en SSS ne tenant pas compte du signal radar. De même, en réalité même en l’absence de mesure diffusiométrique, on peut s’appuyer sur des vents issus de modèle météorologique.

En conclusion La comparaison des T_b par rapport aux mesures radar caractéristique d’échelle de rugosité de 2 cm ou 20 cm, n’a pas mis en évidence une échelle privilégiée de rugosité pour expliquer les variations de T_b . Cependant, l’objectif de [Yueh et al., 2010] n’étant pas l’étude de l’impact des différentes échelles de rugosité sur la T_b , des analyses complémentaires semblent nécessaires pour étudier l’apport du radar PALS aux mesures POLSCAT dans l’analyse des T_b . Par ailleurs, les

études de [Guimbard, 2010] et indirectement de [Dinnat, 2006] mettent en évidence l'influence croissante des grandes échelles (mss) sur le signal radiométrique avec l'angle d'incidence, influence que j'étudierai dans le Chapitre 7 avec les mesures combinées de CAROLS et STORM. Dans cette étude j'utiliserai une mesure de vent radar en bande-C, qui est sensible à des longueurs d'onde auxquelles le radiomètre est plus sensible que celles mesurées avec un radar en bande-Ku. Par ailleurs, le radar STORM permet de déduire la mss de la surface, cette étude permettra d'analyser l'apport de cette mesure par rapport à un vent diffusiométrique.

Chapitre 3

Le radiomètre en bande-L CAROLS

Sommaire

3.1	Caractéristiques générales	53
3.2	Description du système	54
3.2.1	Antennes	55
3.2.2	Pertes : Antennes et Câbles	55
3.2.3	Calibration interne	55
3.2.4	Échantillonnage sous-harmonique	56
3.2.5	Performance de l'instrument	57
3.3	Traitement des données	58
3.3.1	Traitement des RFI et première moyenne	59
3.3.2	Sélection des données et moyenne finale	59
3.3.3	Bruit radiométrique	60
3.4	Modèles directs appliqués à CAROLS	60
3.4.1	Modèle de Tb d'une mer plate	60
3.4.2	Modèle de Tb induit par la rugosité	62

Introduction

Pour atteindre les objectifs de précision en salinité des missions spatiales SMOS et Aquarius, il est nécessaire d'avoir une très bonne modélisation de l'influence de tous les paramètres sur le signal mesuré en bande-L. Afin d'améliorer les modèles électromagnétiques, il était nécessaire d'avoir un radiomètre très stable, sensible et précis. C'est dans ce contexte qu'a été décidé de construire le radiomètre en bande-L CAROLS (Cooperative Airborne Radiometer for Ocean and Land Studies) [Zribi et al., 2011] au LATMOS-IPSL (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales). Le radiomètre a été développé à partir du radiomètre EMIRAD II [Rotbøll et al., 2003] grâce à une collaboration avec une équipe de la DTU (Danish Technical University).

Le radiomètre a été installé à bord de l'avion de recherche français ATR-42 mis en oeuvre par l'unité mixte SAFIRE (Météo-France, CNRS, CNES). L'avion possède deux larges ouvertures dans lesquelles peuvent être installées les deux antennes CAROLS. L'attitude de l'avion est enregistrée à l'aide d'une centrale inertielle (Sagem

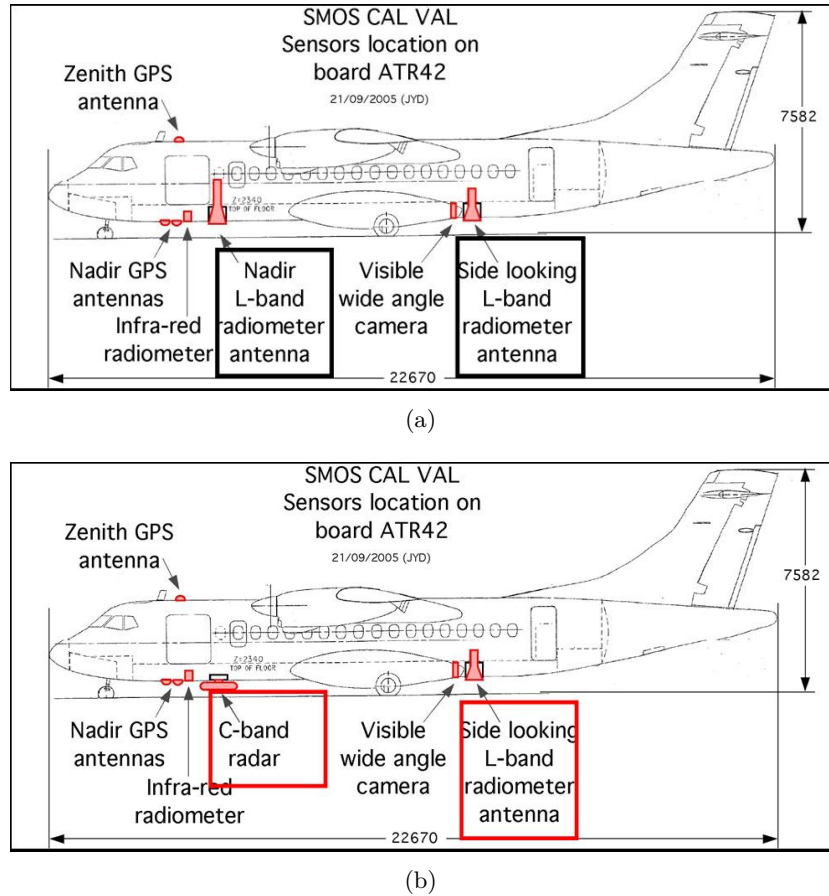


Figure 3.1 – Positionnement des instruments à bord de l'ATR42 en configuration (a) deux antennes CAROLS, l'une pointant au Nadir et l'autre sur le côté droit à 33° d'incidence et en configuration (b) CAROLS + STORM, avec l'antenne côté du radiomètre et le diffusiomètre STORM. Figure tirée de [Zribi et al., 2011].

Uliss 45) à une fréquence de 25 Hz, fournissant une mesure de l'attitude de l'avion avec une précision de l'ordre de 0.1° (Safire, communication personnelle).

Plusieurs campagnes de mesures ont été effectuées en association avec une série d'instruments aéroportés dont le diffusiomètre STORM et le récepteur GPS (GOLD Annexe C page 143) qui permettent d'évaluer la rugosité de surface de l'océan. Ces campagnes, en coordination avec des mesures in situ dédiées, sont dénommées "campagne CAROLS" (Combined Airborne RadioInstruments for Ocean and Land Studies) et ont été menée de 2007 à 2010. Une description des campagnes aéroportées est présentée dans le Chapitre 5 page 79. Durant ces campagnes deux configurations des instruments ont été utilisées (Figure 3.1). La Figure 3.2 page ci-contre représente la tâche au sol des lobes principaux des antennes des instruments CAROLS et STORM pour une altitude de 508 m de l'avion.

Dans ce chapitre je commencerai par présenter les principales composantes et caractéristiques de l'instrument CAROLS avant de décrire plus en détail les composantes puis les performances du système. Je présenterai ensuite le traitement des données CAROLS au niveau de la post-étalonnage, de la suppression des interférences et de l'échantillonnage. Je poursuivrai avec la présentation de simulations des

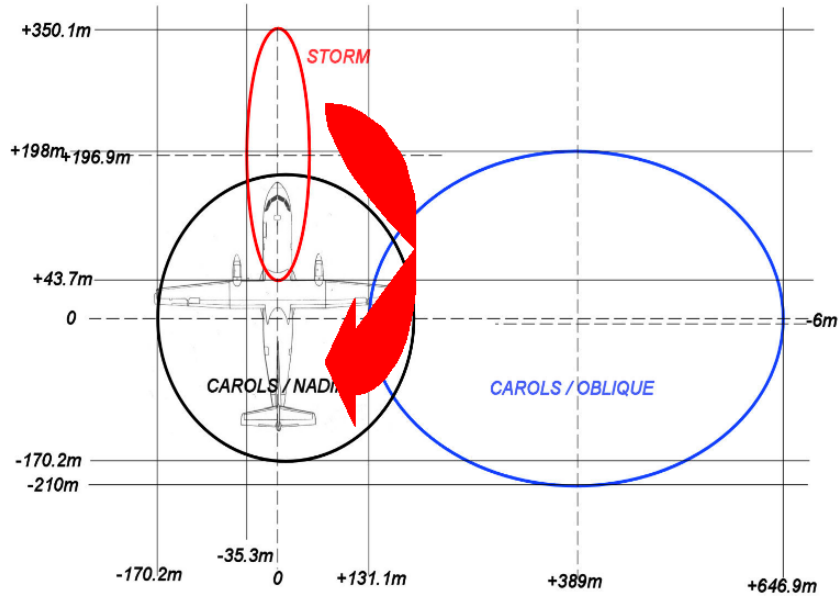


Figure 3.2 – Représentation des tâches au sol des lobes principaux des antennes CAROLS (Nadir et Côté — 33°) et STORM pour une altitude de l'avion de 508m. Figure tirée de [Zribi et al., 2008]

données CAROLS dans des conditions géophysiques caractéristiques en utilisant les modèles électromagnétiques présentés dans la Section 2.3 page 17.

La description de l'instrument dans le manuscrit s'appuie principalement sur l'article [Zribi et al., 2011]. Certaines spécifications du radiomètre ont été modifiées depuis lors ; ces modifications ont été introduites dans le manuscrit.

3.1 Caractéristiques générales

CAROLS est un radiomètre polarimétrique à puissance totale. Le principe consiste à amplifier le signal reçu par un système d'antenne à l'aide d'un amplificateur faible bruit (LNA — Low Noise Amplifier) qui se caractérise par un gain G . Le signal amplifié est filtré à l'aide d'un filtre passe-bande de bande passante BW et abaissé en fréquence à l'aide d'un échantillonnage sous-harmonique. Une corrélation des signaux des deux polarisations permet de produire les quatre paramètres de Stokes qui sont mesurés simultanément. Les quatre polarisations sont intégrées sur 1 ms durant lesquels sont calculées la moyenne et le kurtosis pour estimer la distribution des signaux.

En configuration CAROLS avec deux antennes, le radiomètre mesure alternativement les signaux provenant des deux systèmes d'antenne. En configuration avec STORM, le radiomètre mesure les signaux ne provenant que du système d'antenne côté. Un système d'antenne comprend un cornet caractérisé par un large lobe principal (37.6° à -3dB) et d'un guide d'ondes diplexeur de polarisation (ou OMT pour Orthogonal Mode Transducer). Les principales spécifications techniques du système de mesures sont résumées dans le Tableau 3.1 page suivante. AFE et DFE correspondent respectivement à la partie analogique (Analog Front End) et numérique (Digital Front End) du radiomètre. Les performances du block analogique sont fortement dépendantes de sa température physique, c'est pourquoi l'unité est régulée

Type de récepteur	Récepteur de puissance
Fréquence	1400–1427 MHz
Bande spectrale	24 MHz à -3dB
Polarisation	4 paramètres de Stokes
Fréquence d'échantillonnage	139.4 MHz
Temps d'intégration	1 ms (139 400 échantillons)
Calibration Interne	Charge (313 K et Nov. 2010, 54 K) + ND (150K)
Sensibilité	0.1 K pour 1 s
Stabilité	0.1 K sur 15 min
Température de bruit du récepteur	150 K
Température de régulation de l'AFE	45°C
Température de régulation du DFE	90°C
Angle de visé des antennes	$\approx 0^\circ$ et $\approx 34^\circ$

Tableau 3.1 – Principales caractéristiques techniques du radiomètre CAROLS. Adapté de [Zribi et al., 2011].

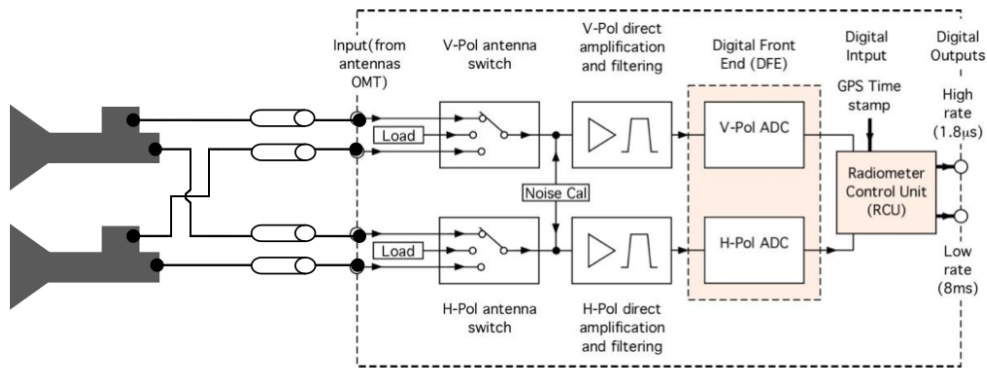


Figure 3.3 – Diagramme en block du système d'acquisition de CAROLS. De gauche à droite, sont représentés, les antennes fixées aux OMT, les câbles isolés et les charges connectés aux interrupteurs, la diode de bruit, les amplificateurs et filtres. Tout ceci forme l'AFE (Analog Front End) dont le signal est fourni au DFE (Digital Front End) qui effectue l'échantillonnage sous-harmonique. Les signaux de sorties sont produit à un taux de 1 ms (et non 8 ms comme indiqué dans la figure). Adapté de [Zribi et al., 2011].

à une température de 45°C. La température de régulation est enregistrée afin de vérifier la qualité des mesures a posteriori.

3.2 Description du système

Le système d'acquisition est représenté à l'aide du schéma block Figure 3.3. Chaque système d'antenne comprend un cornet et une OMT qui permet la séparation des polarisations V et H. Les deux interrupteurs permettent de connecter le radiomètre soit sur l'une des antennes, soit sur la charge. Une amplification du signal puis un filtrage en fréquence est appliqué avant la numérisation du signal. Enfin, l'unité de contrôle du radiomètre effectue parallèlement les corrélations pour produire les quatre paramètres de Stokes.

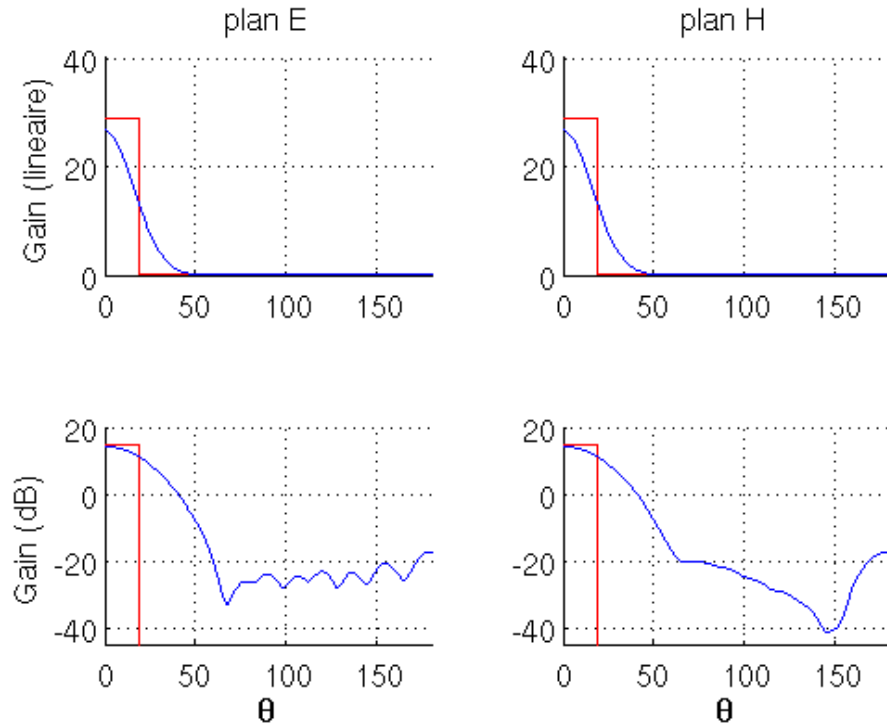


Figure 3.4 – Diagramme d’antenne CAROLS en échelle linéaire et logarithmique mesuré en chambre anéchoïde au CNES. Le rectangle rouge représente l’angle de demi-ouverture du lobe à mi-puissance i.e. à -3dB. Cet angle est de 18.5°.

3.2.1 Antennes

Les deux antennes sont composées chacune d’un cornet et d’un orthomode transducteur (OMT). Les cornets sont identiques et de type Potter avec un lobe principal à -3dB de 37.6° pour les deux polarisations. Le diagramme d’antenne est représenté Figure 3.4. Ce type de cornet présente l’avantage d’avoir des lobes secondaires et arrières inférieur de -30dB par rapport au lobe principal.

3.2.2 Pertes : Antennes et Câbles

Des câbles sont connectés entre le récepteur et l’orthomode. Ces câbles ajoutent un bruit de mesure qui est fonction de la température physique. Pour limiter ces perturbations, les antennes et câbles sont isolés thermiquement et leurs températures sont contrôlées à l’aide de thermistance afin de corriger le signal. De plus, les câbles ont été sélectionnés pour avoir une faible perte et une faible sensibilité à la température. Pour la campagne de Novembre 2010, deux nouveaux câbles plus courts et avec des pertes plus faibles sont utilisés (0.12 dB au lieu de 0.19 dB).

3.2.3 Calibration interne

Le radiomètre CAROLS effectue un étalonnage interne à deux points pour calibrer le gain et la température de bruit du récepteur. La séquence d’acquisition est représentée sur la Figure 3.5 page suivante. La diode de bruit (ND) est une diode de bruit pulsée alimentée pendant 200 ms et éteinte pendant 800 ms que l’interrupteur

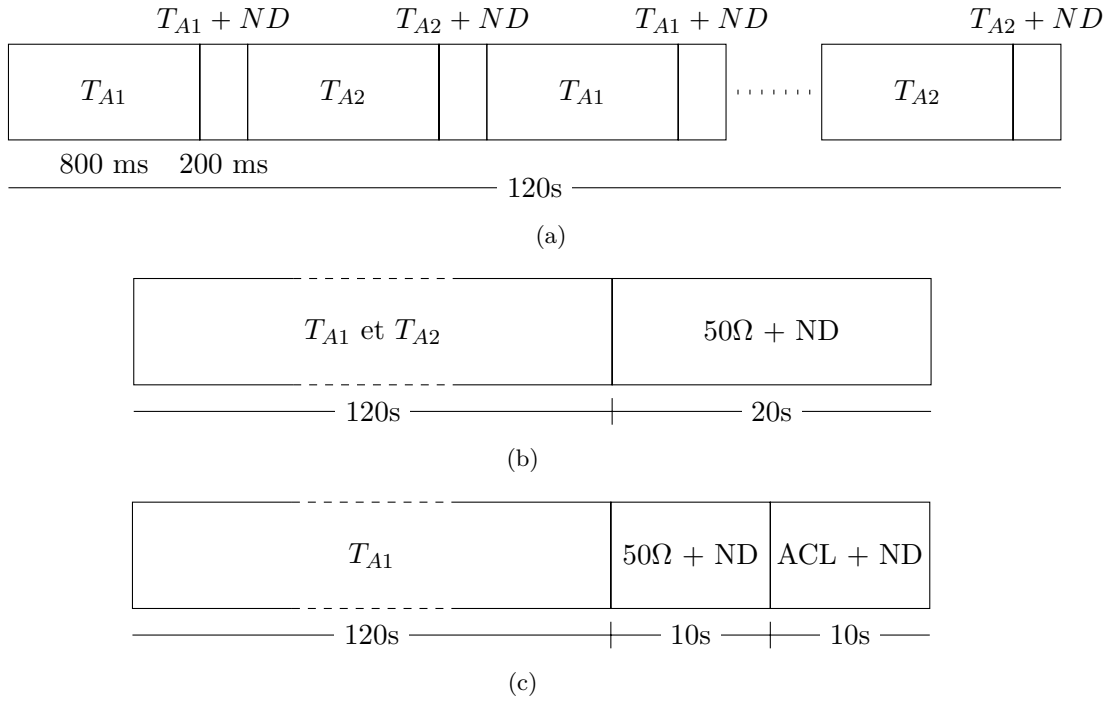


Figure 3.5 – Schéma de la séquence d’acquisition du radiomètre CAROLS. (a) 60 mesures alternatives entre les antennes Nadir (T_{A1}) et côté (T_{A2}) avec la diode de bruit pulsée (ND). (b) Séquence d’étalonnage “classique” de 20s toutes les 2 minutes sur la charge 50 Ohms avec la diode de bruit (on/off). (c) Séquence d’étalonnage pour la campagne de Novembre 2010. 10s sur la charge 50 Ohms puis sur la charge froide (ACL) avec la diode de bruit (on/off).

soit connecté aux antennes, à la charge 50Ω ou à la charge froide. Les données sur les antennes lorsque la diode de bruit est alimentée ne sont pas utilisées.

Pour toutes les campagnes avant 2010, les deux points d’étalonnage sont obtenus avec la charge 50Ω réglée à 45°C qui fournit une T_b d’environ 318 K ($273.15+45$) auquel on rajoute le signal de la diode de bruit de 150 K lorsqu’elle est allumée. Les deux points d’étalonnage sont donc à environ 318 K et 468 K.

Pour la campagne de Novembre 2010, le point d’étalonnage avec la diode de bruit et la charge 50Ω à 468 K a été remplacé par une charge froide seule sans diode de bruit (ACL pour Active Cold-FET Load [Leynia de la Jarrige, 2011]) à 54 K. La charge n’étant pas directement intégrée au radiomètre, elle a été branchée sur le port de l’antenne qui n’a pas été utilisé. Pour cette campagne, les deux points d’étalonnage sont la charge 50Ω réglée à 45°C et la charge froide qui produisent des signaux de 318 K et 54 K. La diode de bruit est inutilisée dans cette séquence d’étalonnage interne. Jusqu’à Novembre 2010, la méthode d’étalonnage était optimale pour des T_b d’environ 350 K. Le signal que l’on observe sur l’océan étant de l’ordre de 100 K. La méthode utilisée en Novembre 2010 est mieux adapté pour les T_b acquises au dessus de l’océan.

3.2.4 Échantillonnage sous-harmonique

La Figure 3.6 page suivante représente le comportement d’un échantillonnage sous-harmonique. Comme pour un échantillonnage à haute fréquence (fréquence d’échantillonnage supérieure à la fréquence du signal), le spectre après échantillon-

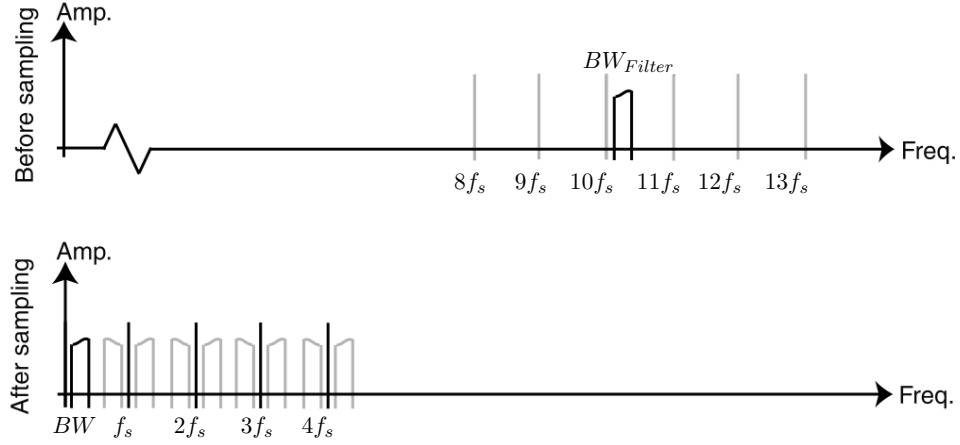


Figure 3.6 – Spectre avant et après échantillonnage, adapté de ([Rotbøll et al., 2003]).
 $10.f_s = 1394\text{MHz}$, $11.f_s = 1533\text{MHz}$ et $BW = [1400\text{MHz}; 1427\text{MHz}]$.

nage correspond à la convolution du spectre du signal original (sélectionné par le filtre autour de 1.4 GHz) avec un peigne de dirac à la fréquence d'échantillonnage f_s . Pour éviter un repliement du signal filtré après échantillonnage, il faut une fréquence d'échantillonnage supérieure à deux fois la bande spectrale (critère de Nyquist, $f_s > 2BW$) et que le filtre de la bande spectrale ne contienne aucune harmonique de la fréquence d'échantillonnage ($n.f_s \notin [f_0 \pm BW/2]$).

Le signal ainsi numérisé est transmis à l'unité de contrôle du radiomètre où les intégrations sont calculées sur des périodes de 1 ms (139 400 échantillons).

3.2.5 Performance de l'instrument

La sensibilité ou résolution radiométrique est le plus petit écart de T_b que peut distinguer l'instrument et est relié au bruit thermique NEDT (Noise Equivalent Differential Temperature) du radiomètre :

$$NEDT = \frac{T_{in} + T_R}{\sqrt{\tau B}}, \quad (3.1)$$

avec T_{in} le signal à l'entrée du radiomètre, et T_R la température de bruit du radiomètre. τ représente le temps d'intégration et B la bande passante. Avec une intégration sur une seconde, la résolution est meilleure que 0.1 K. Cette valeur a été vérifiée et validé lors du vol du 26 Mai 2009 loin de la côte avec des conditions géophysiques uniformes.

Pascal Fanise a comparé la performance de CAROLS avec les deux méthodes d'étalonnage : charge $50\Omega + \text{ND}$ ou charge $50\Omega + \text{ACL}$. La Figure 3.7 page suivante représente la T_b mesurée par CAROLS sur la voie V en fonction du temps pour les deux types d'étalonnage. Le signal entrant est produit à l'aide d'une charge froide (cold-FET) réglée à une température allant de 58°C à 60°C connecté à un atténuateur pour produire une température proche de 100 K. La variation de la température physique de la cold-FET de 2°C produit une variation de la température de brillance de 0.2 K. Chaque point correspond à des données moyennées et étalonnées toutes les 800 ms. Avec la nouvelle méthode d'étalonnage développée pour la

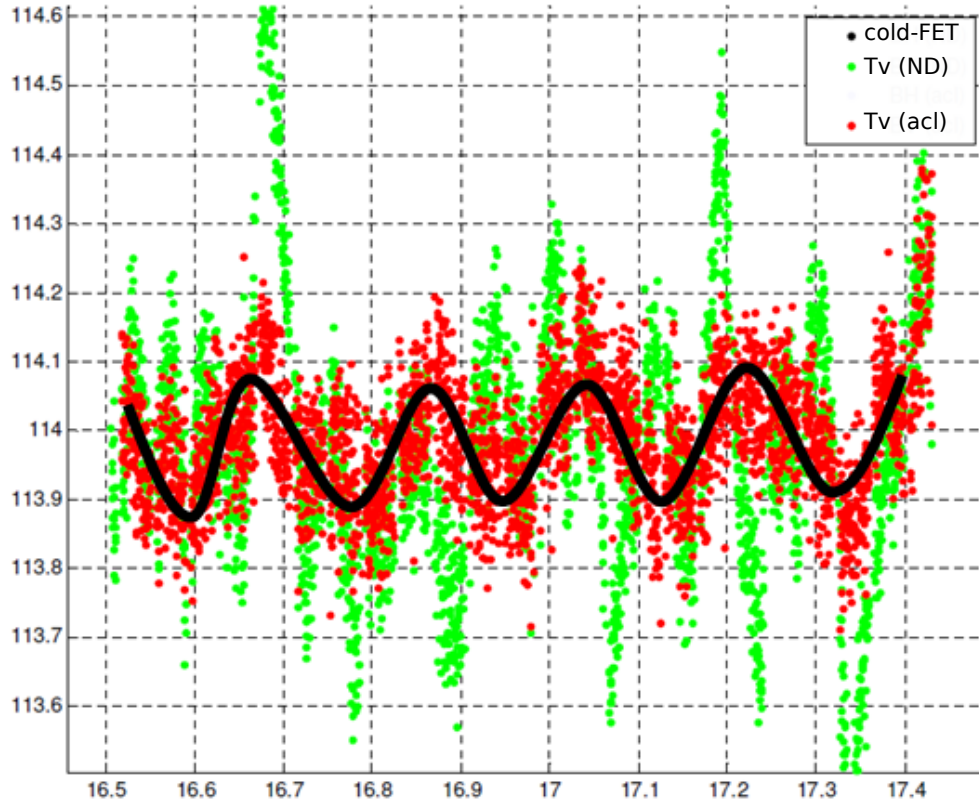


Figure 3.7 – Évaluation de la performance de la nouvelle configuration CAROLS avec l'étalonnage sur la charge froide. Signal d'entrée produit à l'aide d'une cold-FET régulée entre 58°C et 60°C. Mesures effectuées sur la voie V du radiomètre. En noir, T_b de la cold-FET (signal entrant). En vert, T_b déduite à l'aide d'un étalonnage avec la charge $50\ \Omega$ + diode de bruit (ND). En rouge, T_b déduite à l'aide d'un étalonnage sur la charge $50\ \Omega$ et la charge froide ACL à 45°C. Figure fournie par Pascal Fanise.

campagne de Novembre 2010, le radiomètre observe des variations de 0.2 K sur une période de près d'une heure avec un bruit proche de la résolution radiométrique de l'instrument. On remarque que la méthode d'étalonnage à l'aide de la charge $50\ \Omega$ + ND, apporte un bruit (d'étalonnage) plus important que le bruit radiométrique. On s'attend donc à un bruit moyen plus faible des mesures radiométriques pour la campagne de Novembre 2010. Le bruit intra-étalonnage, qui est lié à la résolution radiométrique, reste lui constant.

3.3 Traitement des données

Pour analyser les mesures CAROLS, plusieurs traitements préalables des mesures à 1 ms sont nécessaires. Ce traitement suit plusieurs étapes :

1. Suppression des mesures affectées par les RFI à l'aide de deux méthodes différentes pour Mai 2009 et Nov. 2010.
2. Moyenne sur un pas de temps de 40 ms (Mai 2009) ou 800 ms (Nov. 2010).

3. Sélection des mesures dont l'angle d'incidence est compris entre 0° – 2° (Nadir Mai 2009) et 33.4° – 35.5° (Côté Mai 2009) ou qui s'écarte de moins de $\pm 1^\circ$ de l'angle d'incidence médian de chaque vol (Nov. 2010).
4. Moyenne des données sur un intervalle de 2 s (Mai 2009) ou sur le pas de temps des mesures STORM soit environ 2 min (Nov. 2010). Pour les données de Mai 2009, si plus de la moitié des données ont été rejeté suivant les critères précédents, la donnée sur 2 s est rejeté.

3.3.1 Traitement des RFI et première moyenne

J'ai présenté dans la Section 2.4.1 page 41 une revue des traitements des RFI. Deux méthodes de traitement de RFI sont utilisées. La première méthode, qui a été utilisée pour les données de Mai 2009, a été développée au LATMOS par Mickael Pardé. Ce traitement est effectué sur les données CAROLS avant qu'elles ne soient distribuées. Cette méthode consiste à moyenner les données dont la valeur de kurtosis est compris entre 2.9 et 3.1 par pas de temps de 40 ms. Ce traitement nous a semblé robuste pour l'analyse du vol côtier (Chapitre 6 page 95, [Martin et al., 2012]).

Cependant, lors de l'analyse des vols de la campagne de Novembre 2010. J'ai remarqué une faible incohérence entre les polarisations H et V sur le trajet retour à l'approche de Ouessant. L'analyse des données à 40 ms ne me permit pas de conclure sur l'origine de cette incohérence. En analysant les données brutes à 1 ms, j'ai pu mettre en évidence que le précédent traitement de RFI n'était pas suffisant (Annexe F page 157).

En me basant sur les conclusions de [Pardé et al., 2011], j'ai proposé un nouvel algorithme de tri des RFI (Annexe F). Les principales différences de cet algorithme sont d'estimer l'écart-type des données à l'aide d'un estimateur plus robuste aux données extrêmes et de fixer un seuil dynamique sur les valeurs de kurtosis. L'estimation de l'écart-type σ se fait à l'aide de l'écart interquartile (iqr). Si la distribution d'au moins 50% des valeurs médianes est gaussienne : $\sigma = \sigma_{iqr} = 0.7413iqr$.

1. Estimation de la médiane et de l'écart-type (σ_{iqr}) sur 1 seconde de Tb et du kurtosis.
2. Sélection des données à 3σ de la valeur médiane sur 1 seconde en Tb et kurtosis.
3. Si plus de 2% des données par block de 1 s sont rejetées, mise en place d'un drapeau RFI.
4. Sélection de la médiane de chacun des blocks de 1 seconde filtrés.

Cette nouvelle méthode permet de corriger des écarts de Tb jusqu'à 0.5 K par rapport à la méthode précédente.

3.3.2 Sélection des données et moyenne finale

Afin de m'affranchir au maximum de l'influence de l'angle d'incidence, j'ai décidé de sélectionner les mesures CAROLS dans le cas où l'avion vol à plat. En effet, les modèles de mer plate (constante diélectrique) ont des désaccords en fonction de l'angle d'incidence (Figure 2.8 page 22) et la sensibilité à l'angle d'incidence est importante pour l'antenne côté ($\approx \pm 1 \text{ K}/^\circ$, Figure 3.9 page 62). Le choix de la sélection des angles est un compromis entre le nombre de donnée et la sensibilité à l'angle d'incidence.

Les modèles directs sont calculés toutes les 40 ms pour le vol de Mai 2009 à l'aide des données auxiliaires et moyennés ensuite toutes les 2 s. Pour la campagne de Nov. 2010, j'ai calculé les modèles directs toutes les 1 s que j'ai moyennés ensuite sur le pas de temps des mesures STORM, i.e. ≈ 2 min. Pour le vol côtier de Mai 2009, la mesure du radiomètre alternant d'une antenne à l'autre toutes les secondes et en supposant que les deux antennes mesurent la même scène (vitesse de l'avion, 100 m/s, lobe d'antenne de 600 m de diamètre, Chapitre 5), j'ai décidé de moyenner les données des deux antennes sur une même période de 2 s. Une tache au sol initiale est alors parcouru durant l'acquisition de trois mesures.

Pour la campagne de Novembre 2010, l'objectif étant d'analyser l'influence de la rugosité sur le signal en Tb, j'ai logiquement moyenné les données CAROLS sur le pas de temps des mesures STORM qui est d'environ deux minutes (Chapitre 4). Le signal enregistré durant ces 2 minutes correspond à une tache au sol d'environ 3 km de large (altitude de 3000 m) sur 12 km de long le long de la trace de l'avion pour une altitude de 3000 m.

3.3.3 Bruit radiométrique

Le bruit radiométrique évalué lors de la campagne de Mai 2009 (Cf Chapitre 6 page 95) est de 0.26 K sur 40 ms. Avec la séquence d'acquisition de CAROLS et les traitements effectués pour ces analyses, on s'attend à un bruit radiométrique théorique (Équation (3.1) page 57) compris entre $(0.26/\sqrt{10} = 0.08 \text{ K})$ et $(0.26/\sqrt{20} = 0.06 \text{ K})$ pour la campagne de Mai 2009 et compris entre $0.26/\sqrt{20 \times 120} = 0.005 \text{ K}$ si toutes les données CAROLS sont valides et entre $0.26/\sqrt{20 \times 120/10} = 0.02 \text{ K}$ si on utilise seulement 10% des données CAROLS pour la campagne de Novembre 2010.

3.4 Modèles directs appliqués à CAROLS

J'ai décrit dans la Section 2.3 page 17 les modèles directes en fonction de l'angle d'incidence. Par l'importance des modèles de mer plate et de rugosité et leur non linéarité en fonction de l'angle d'incidence, j'ai intégré ces modèles sur le lobe d'antenne CAROLS (à l'aide de TRAP) et les ai représentés dans cette section.

3.4.1 Modèle de Tb d'une mer plate

La Figure 3.8 page suivante représente l'influence de la salinité et de la température sur la Tb pour le modèle de mer plate (KS) intégré sur le lobe d'antenne CAROLS. Les Figure 3.8(a) et Figure 3.8(c) mettent en évidence la très faible sensibilité de la Tb à la température pour des salinités supérieures à 34 pss et des températures de l'ordre de 15 °C. On remarque par contre que la sensibilité de la Tb à la salinité augmente sensiblement avec la température (Figure 3.8(b)). À 15 °C la sensibilité à la salinité de la Tb est d'environ -0.5 K/pss et -0.4 K/pss respectivement pour la polarisation V et H pour l'antenne côté. La sensibilité pour l'antenne Nadir est elle intermédiaire à ces deux valeurs.

La sensibilité de la Tb à l'angle d'incidence (Figure 3.9 page 62) est faible aux petits angles d'incidence ($< 0.1 \text{ K/}^\circ$) et devient assez important pour l'antenne côté ($\approx 1 \text{ K/}^\circ$). Estimer l'attitude de l'avion avec précision est donc indispensable. La centrale inertielle de l'avion a une précision de l'ordre de 0.1° ce qui peut produire un bruit de l'ordre de 0.1 K équivalent à 0.2 pss pour une eau à 15 °C. Si l'erreur sur l'attitude est un bruit blanc gaussien centré, moyenner les données sur au moins

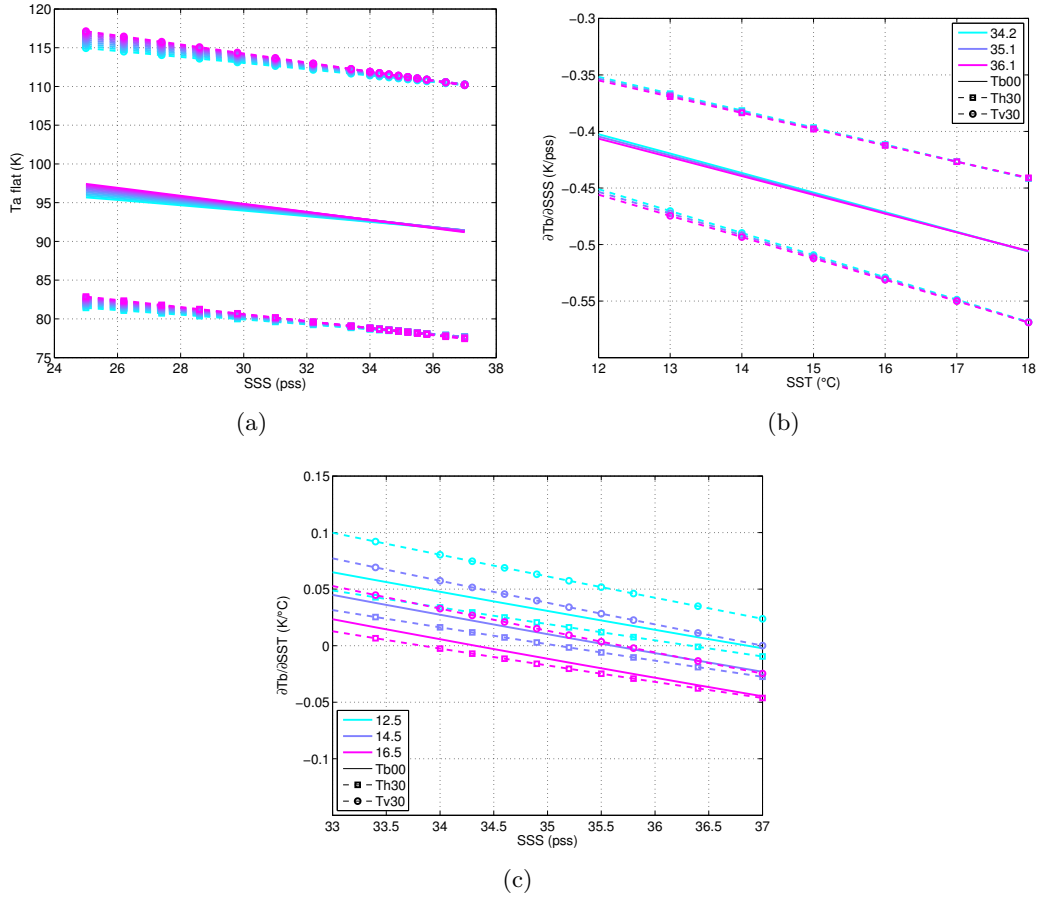


Figure 3.8 – (a) T_b du modèle de mer plate (KS) en fonction de la salinité pour une SST variant de 10 °C à 19 °C. (b) sensibilité de $T_{b_{plat}}$ à la salinité en fonction de la température pour trois valeurs de salinité 34.2 pss, 35.1 pss et 36.1 pss. (c) sensibilité de $T_{b_{plat}}$ à la température en fonction de la salinité pour trois valeurs de température 12.5 °C, 14.5 °C et 16.5 °C. Pour les trois figures le trait continu représente l'antenne Nadir (pol. H ou V) et les traits-tiret l'antenne à 33.6° en polarisation H (carré) et V (rond).

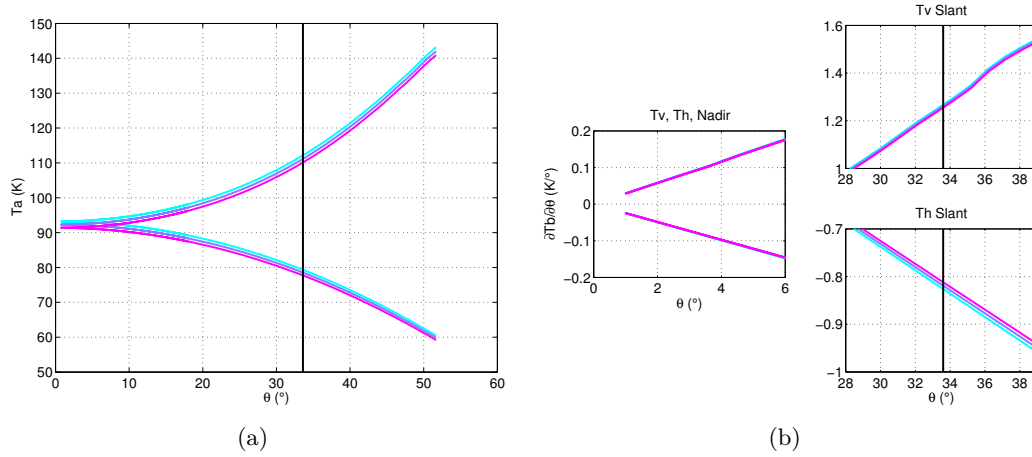


Figure 3.9 – (a) T_b du modèle de mer plate (KS) intégrée sur le lobe d’antenne CAROLS en fonction de l’angle d’incidence pour une SST de 15°C et trois valeurs de SSS (33 pss, 35 pss et 37 pss). La ligne noire verticale représente l’angle d’incidence de l’antenne côté. (b) sensibilité de la T_b à l’angle d’incidence. La valeur supérieure des courbes est la polarisation V et H pour la valeur inférieure.

une seconde devrait réduire suffisamment le bruit pour qu’il devienne négligeable, une erreur sur la précision constante ne poserait pas plus de problème puisqu’elle serait prise en compte dans la correction du biais de l’instrument par rapport au modèle. Cependant si l’erreur consiste en un biais variable dans le temps, l’impact peut être important. D’après les études sur les données CAROLS, le bruit étant plus fort pour l’antenne Nadir que l’antenne de côté (Annexe B) et plus fort en H qu’en V (Chapitre 7), l’erreur sur l’angle d’incidence ne semble pas être l’erreur dominante.

3.4.2 Modèle de T_b induit par la rugosité

L’influence du vent sur la T_b intégrée sur le lobe d’antenne CAROLS simulée avec les différents modèles (sauf Yueh) sont représentés en fonction de la vitesse du vent pour la composante omnidirectionnelle (Figure 3.10 page suivante) et pour les deux premières harmoniques (Figure 3.11 page 64). La différence entre le modèle à 33° sans intégration sur le lobe (Figure 2.11 page 32) et avec intégration (Figure 3.10 et 3.11) consiste principalement en un biais de T_b pour l’harmonique 0 (Figure 3.12(a) page 65) parce qu’aux angles que nous considérons ($\approx 15^\circ$ à 52°), la dépendance du modèle à l’angle d’incidence n’est pas fortement non linéaire (cf Figure 2.12 page 33) contrairement à l’harmonique 1 (Figure 3.12(c) et (b)).

On peut remarquer le très bon accord entre le modèle Yueh (à 33°, non-intégré sur le lobe CAROLS) et TS-DV12 (à 33°, intégré sur le lobe CAROLS) en polarisation H jusqu’à 15 m/s tandis qu’en polarisation V les deux modèles diffèrent par un biais d’environ 0.5 K. La plus forte sensibilité de TS-DV2 (et dans une moindre mesure de TS-DV12) à la première harmonique intégré sur le lobe CAROLS pointant à 33° par rapport au modèle non-intégré (Figure 3.11(a) et Figure 3.12(c)) s’explique par la très forte non-linéarité du modèle radiométrique de rugosité en fonction de l’angle d’incidence (Figure 2.12). La sensibilité à l’asymétrie face/dos au vent devient alors plus importante pour ces deux modèles, au point que le modèle TS-DV2 devienne plus sensible que le modèle de Yueh à cette composante pour les deux polarisations (au moins à vent modéré). Pour la seconde harmonique, seul le modèle SSA-KHCC

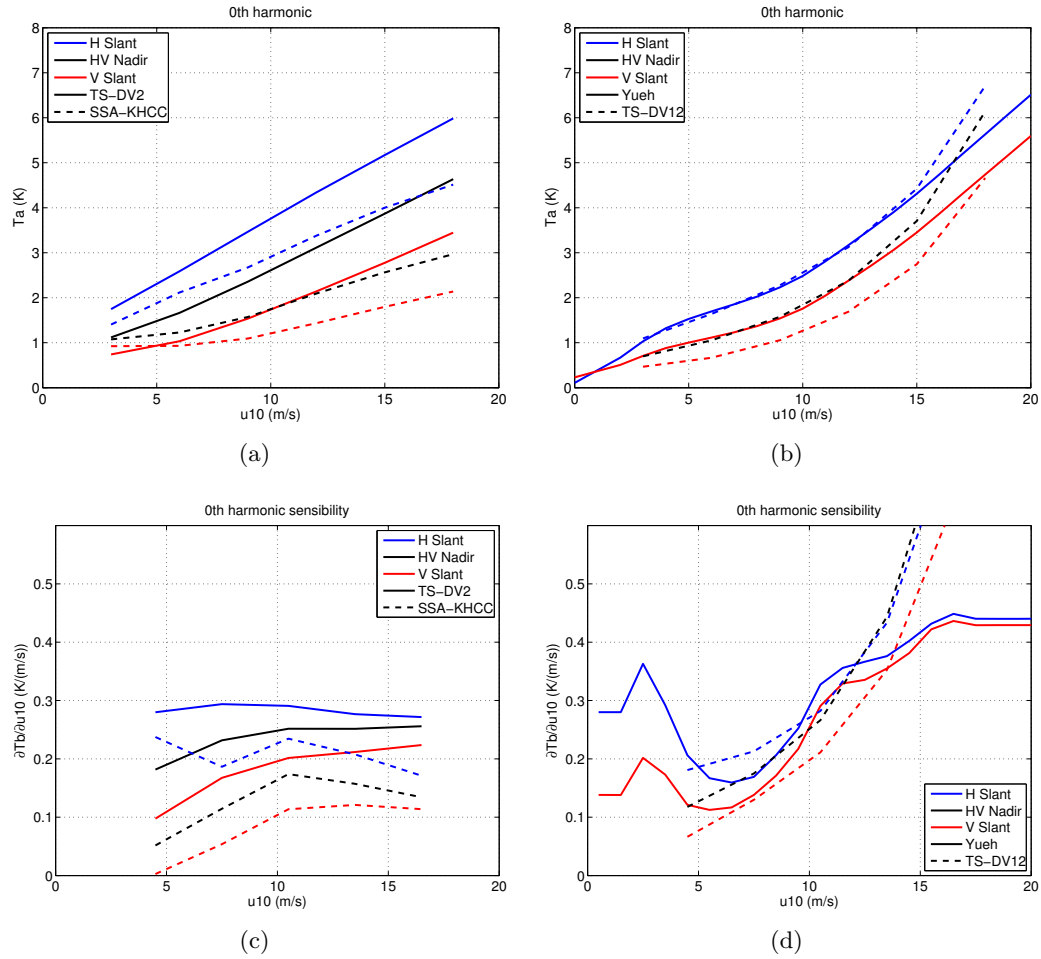


Figure 3.10 – (a), (b) T_b omnidirectionnelle induite par la rugosité en fonction de la vitesse du vent. (c), (d) sensibilité de la T_b omnidirectionnelle à la vitesse du vent. Les modèles sont intégrés sur la géométrie d'antenne de CAROLS pointant au nadir ou à 33° d'incidence (Yueh non-intégré sur le lobe cf texte).

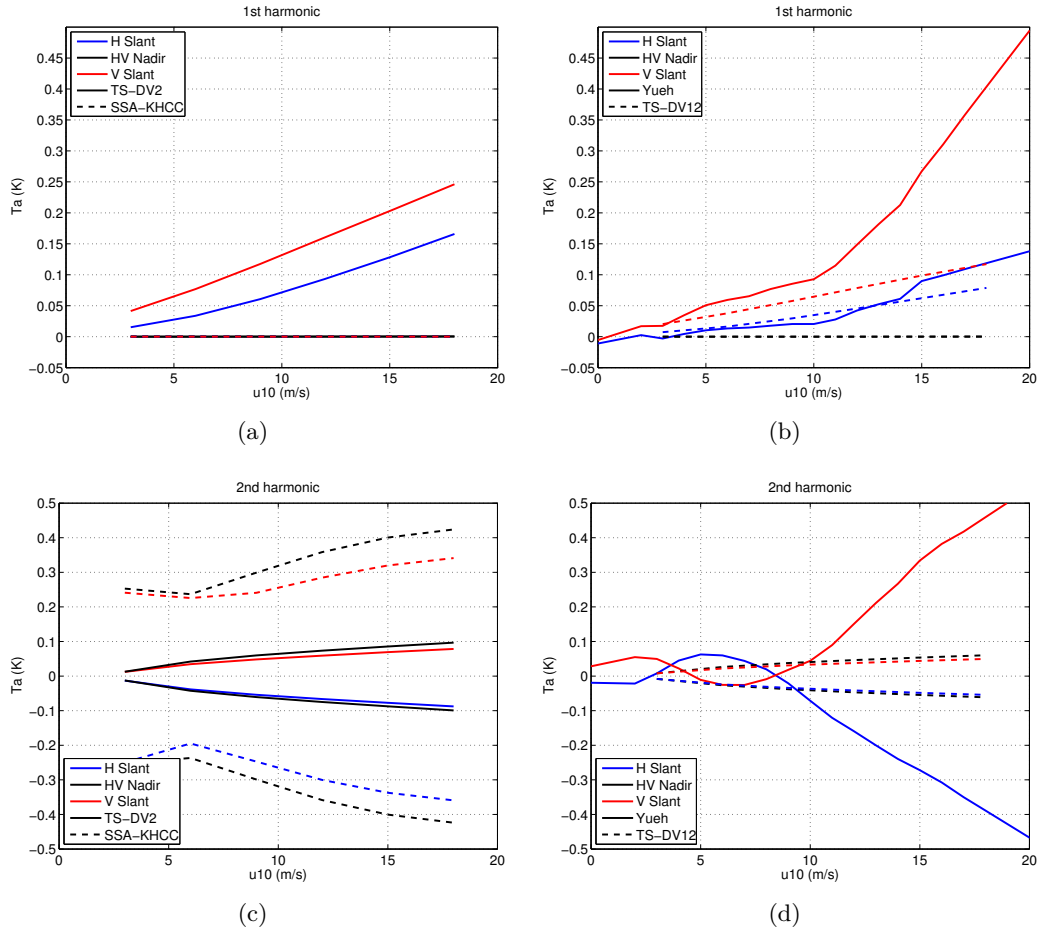


Figure 3.11 – Amplitude de la (a), (b) première et (c), (d) seconde harmonique par rapport à la direction du vent. Les modèles sont intégrés sur la géométrie d'antenne de CAROLS pointant au nadir ou à 33° d'incidence (Yueh non-intégré sur le lobe, cf texte).

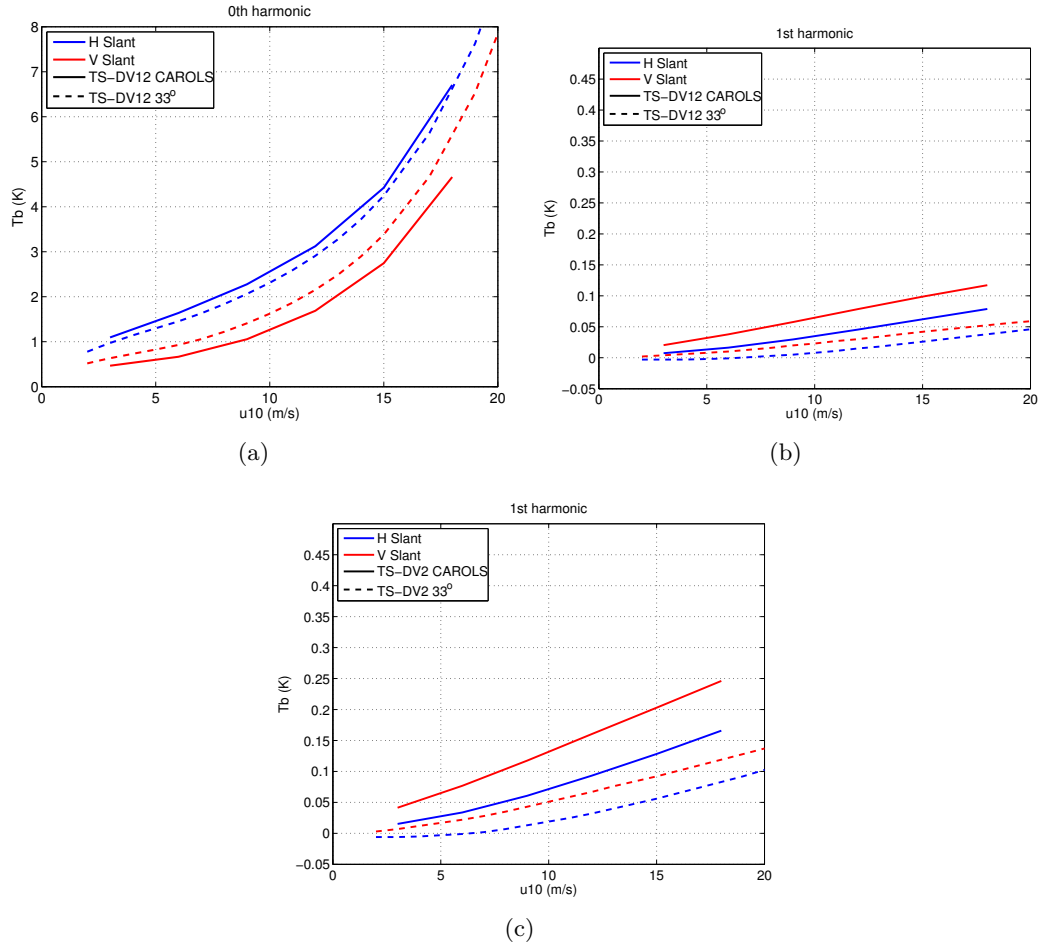
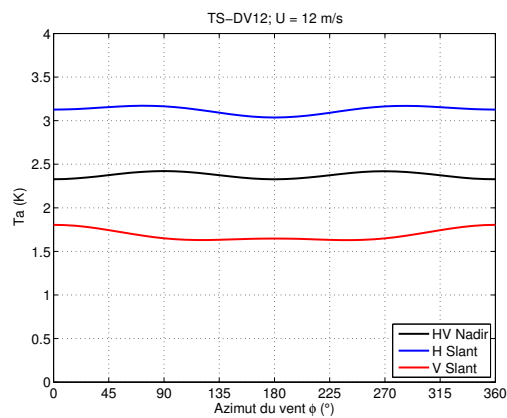


Figure 3.12 – Exemples de l'effet de l'intégration des modèles de rugosité sur le lobe d'antenne. (a) T_b omnidirectionnelle induite par la rugosité (modèle TS-DV12) en fonction de la vitesse du vent. Première harmonique par rapport à la direction du vent pour les modèles (b) TS-DV12 et (c) TS-DV2. Le trait plein représente les modèles intégrés sur l'antenne CAROLS pointant à 33° , et le trait-tiret les modèles à 33° sans intégration.



(a)

Figure 3.13 – Variation azimuthale de la T_b d'après le modèle TS-DV12 pour une vitesse de vent de 12 m/s pour l'antenne CAROLS au Nadir ou à 33° d'incidence.

est notablement affecté. La variation azimuthale de la T_b induit par la rugosité de surface est représentée dans la Figure 3.13 pour l'antenne Nadir et l'antenne côté dans les deux polarisations d'après le modèle TS-DV12 avec un vent de 12 m/s.

Chapitre 4

Le diffusiomètre en bande-C STORM

Sommaire

4.1	Présentation de l'instrument	68
4.2	Principe de la mesure	70
4.2.1	Coefficient de rétrodiffusion ou SERN	70
4.2.2	Modélisation du signal électromagnétique diffusé par la surface	73
4.3	Paramètres géophysiques	74
4.3.1	Étalonnage du diffusiomètre	74
4.3.2	Paramètres géophysiques après étalonnage	75
4.3.3	Décomposition des petites et grandes échelles	76

Introduction

Le radar ou diffusiomètre STORM (Système de Télédétection pour l'Observation par Radar de la Mer) [Hauser et al., 2003] a été développé au LATMOS (anciennement CETP) en combinant les caractéristiques des précédents radars aéroportés RESSAC (Radar pour l'Étude du Spectre des Surfaces par Analyse Circulaire) [Hauser et al., 1992] et RENÉ [Loch-Duplex et al., 1996].

STORM est un radar à ouverture réelle FM/CW (Frequency-Modulation / Continuous-Wave) fonctionnant en bande-C (5.35 GHz — 5.6cm). Il a été installé sur l'ATR-42 de l'unité mixte de recherche SAFIRE.

Le principe général de fonctionnement de l'instrument est le suivant. STORM envoie un signal vers la surface de la mer sur une large gamme d'angle d'incidence. Le signal est diffusé ou réfléchi par la surface de la mer et une partie du signal (le signal rétrodiffusé) revient jusqu'à l'instrument et est mesuré. Le temps entre l'émission et la réception du signal permet de caractériser l'angle d'incidence auquel le signal incident a été diffusé. Proche du nadir, le signal mesuré a été réfléchi par la surface suivant les pentes des vagues et permet donc de déduire la variance des pentes (ou mss). Plus éloigné du nadir ($> 15^\circ$), le signal mesuré augmente avec la rugosité de surface qui rétrodiffuse le signal incident. Ce signal dépend alors de la rugosité de surface qui dépend de la vitesse du vent. Le vent (vitesse et direction) et mss sont estimées environ toutes les 2 minutes le long de la trace de l'avion, sur une bande spatiale d'environ 3 km de large sur 12 km de long.

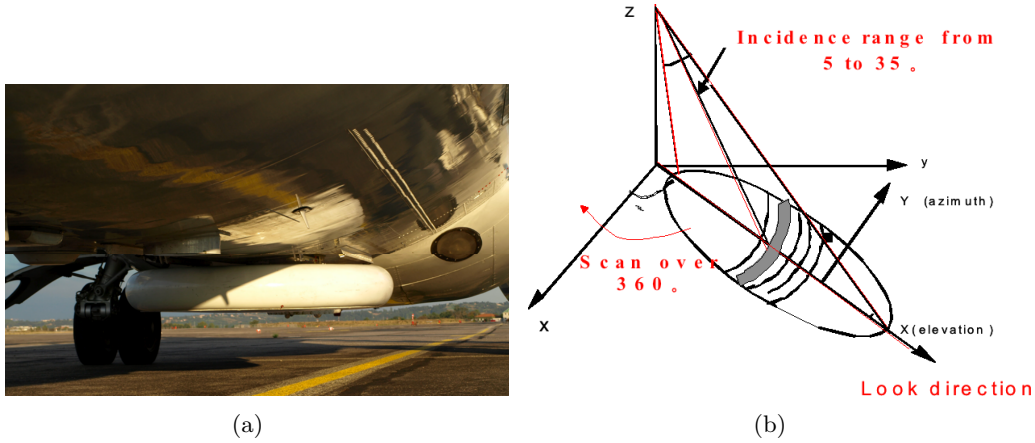


Figure 4.1 – (a) Radôme STORM placé sous le fuselage de l’ATR-42, (b) Schéma de la configuration géométrique de STORM.

Je commencerai par une présentation de l’instrument suivi par le principe de la mesure. J’aborderai ensuite les aspects d’étalonnage pour la campagne de Novembre 2010, campagne dont j’ai utilisé les données pour étudier l’influence de la rugosité sur le signal radiométrique en bande-L à l’aide des synergies actives/passives (Chapitre 7).

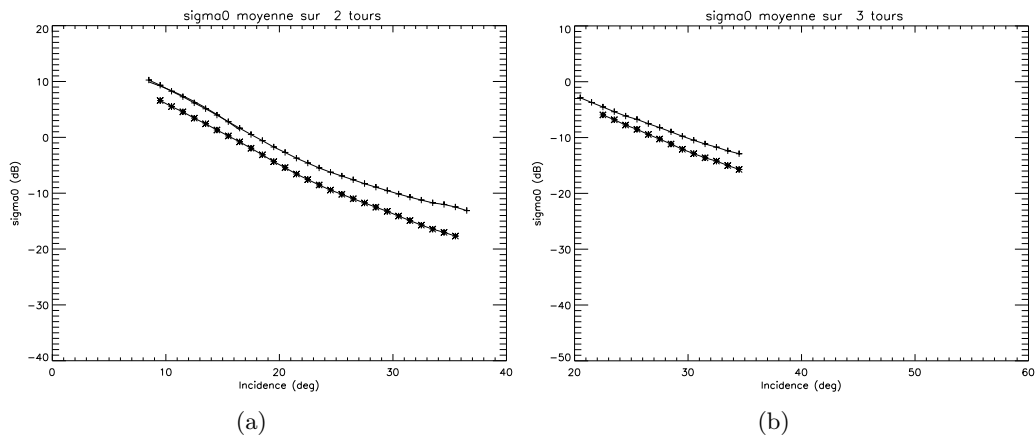
4.1 Présentation de l’instrument

STORM possède deux antennes, une antenne d’émission d’ouverture $50^\circ \times 50^\circ$ et une antenne de réception d’ouverture de $33^\circ \times 7.5^\circ$. Les deux antennes sont fixées dans un seul radôme placé sous le fuselage de l’avion (Figure 4.1(a)). Elles effectuent un peu plus d’un tour par minute suivant l’axe vertical dans un sens puis une fois arrivées à la butée tournent dans l’autre sens. Les antennes visent la surface avec une incidence moyenne de 20° . La résolution radiale de l’instrument est de 1.53 m ce qui correspond, projeté au sol, à une résolution radiale de 2.70 m à 9 m entre 10° et 35° . La résolution azimutale au sol est d’environ 400 m pour une altitude de 3000 m. Ceci est schématisé dans la Figure 4.1(b). Le signal radar reçu est enregistré toutes les 8 ms (sans intégration temporelle) en polarisation H et V. Par la suite, seule la polarisation VV (en émission et réception) est utilisée car plus sensible à la rugosité de surface. Ces caractéristiques sont résumées dans le Tableau 4.1 page ci-contre.

Deux configurations des antennes sont utilisées. Lorsque l’avion vole à plat (la plupart du temps) l’antenne tourne sur 360° et acquiert le signal pour des incidences allant de 5° à 35° (Figure 4.2(a) page suivante). Lorsque l’avion effectue des cercles ou des wing-wags, les antennes sont fixes et pointées à l’opposé de l’océan pour les cercles et vers l’arrière pour les wing-wags. Pour les cercles, on enregistre des signaux jusqu’à des angles de 45° (Figure 4.2(b) page ci-contre). Seules les données acquises lorsque l’avion vole à plat ou durant les cercles ont été utilisées pour la campagne de Novembre 2010. En outre, comme pour CAROLS, les données de roulis, tangage, cap, dérive et vitesse de l’avion sont enregistrées par la centrale inertielle pour le traitement des données. Un étalonnage du radar est effectué à l’aide de cibles (dièdre et trièdre) préalablement à la campagne au-dessus de l’océan. Une correction de biais supplémentaire a été effectuée lors des cercles au-dessus de la bouée Gascogne de

Tableau 4.1 – *Caractéristiques du radar STORM (tableau tiré de [Hauser et al., 2003]).*

Caractéristiques micro-ondes	
type	FM/CW
Fréquence moyenne	5.35 GHz
FM/CW bande spectrale	192 MHz
période de répétition	8ms
résolution radiale	1.53 m
puissance transmise	2 Watts
Polarisation d'émission	V et H (ttes 8 ms)
Réception	V et H (simultanément)
Antenne	
ouverture à 3 dB de l'antenne d'émission (H ou V)	50°×50°
ouverture à 3 dB de l'antenne de reception (H ou V)	33°×7.5°
isolation de la polarisation croisée	>30 dB
isolation entre transmission et réception	>70dB
Géométrie de visée	
incidence moyenne	20°
angle azimutal	balayage sur 360° par minute
altitude de l'avion	2000-3000 m

**Figure 4.2** – *Coefficient de rétrodiffusion ($SERN$, σ^0) moyenné en fonction de l'angle d'incidence (a) pour le mode à plat, moyenné sur 2 tours d'antenne, (b) pour le mode cercle, moyenné sur un peu plus de 2 cercles d'avion avec antennes fixes. Les données présentées ont été acquises le 25 Novembre 2010 dans le golfe de Gascogne.*

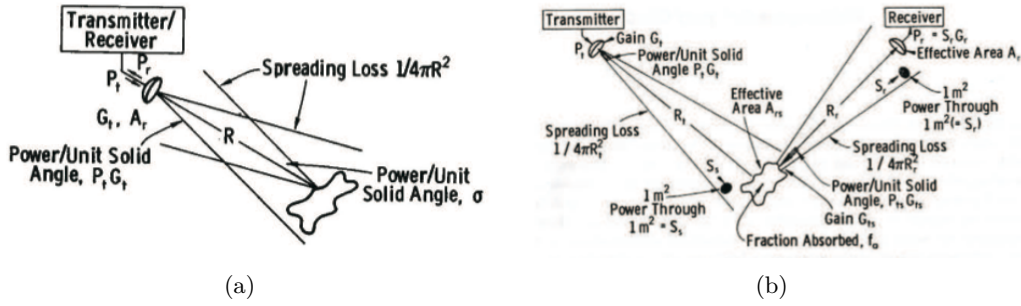


Figure 4.3 – Géométrie de montage de radar et introduction des grandeurs impliquées dans l'équation radar. (a) représente un montage mono-statique où l'antenne émettrice et réceptrice sont les mêmes, (b) représente un montage où les antennes émettrice et réceptrice sont différentes et situées à deux différentes positions. Figures tirées de [Ulaby et al., 1982].

Météo-France, afin de corriger les erreurs résiduelles liées en partie aux imperfections du modèle utilisé.

4.2 Principe de la mesure

Dans cette section, je commencerai par présenter l'équation radar qui relie la puissance émise par le radar à la puissance reçue après interactions avec le milieu en introduisant le terme de section efficace radar normalisée (SERN) ou σ^0 et donnerai quelques exemples mesurés par STORM.

Je poursuivrai par la modélisation du signal électromagnétique diffusé par la surface de la mer à l'aide de l'approximation de l'optique géométrique et la diffusion de Bragg. À l'aide de ces modèles, je décrirai comment on en déduit deux paramètres géophysiques : le "vent" et la variance des pentes effectives.

4.2.1 Coefficient de rétrodiffusion ou SERN

Le coefficient de rétrodiffusion du radar caractérise l'interaction du signal radar avec le milieu observé et en particulier son état de rugosité. Cette grandeur est dérivée de l'équation radar qui relie les caractéristiques du système d'émission et de réception au milieu observé. [Ulaby et al., 1982] présente en détail la théorie liée à la mesure radar, j'invite le lecteur à se reporter à ce document pour plus de précision.

La Figure 4.3 introduit les grandeurs impliquées dans l'équation radar dans le cas d'un montage mono et bi-statique. STORM est intermédiaire à ces deux montages puisqu'il possède deux antennes avec des caractéristiques différentes mais placées au même endroit. Nous partirons donc du cas bi-statique plus complet qui distingue les trois parties à savoir : la partie émettrice, les interactions avec la cible (surface), la partie réceptrice.

La partie émettrice éclaire la cible (surface) avec une puissance P_t , un gain d'antenne G_t , à une distance R . La puissance émise par unité d'angle solide s'écrit alors :

$$P_e = \frac{P_t G_t}{4\pi R^2}, \quad (4.1)$$

Les interactions de la cible produisent un signal diffusé P_d à la distance R , caractérisé par l'aire effective A_{rs} qui interagit avec le signal incident P_e , par le coefficient d'absorption de la surface f_a , et par le gain G_{rs} qui représente le diagramme de diffusion par la surface de la mer.

$$P_d = \frac{P_e A_{rs} (1 - f_a) G_{rs}}{4\pi R^2} = \frac{P_e \sigma}{4\pi R^2}, \quad (4.2)$$

avec :

$$\sigma = A_{rs} (1 - f_a) G_{rs} \quad (4.3)$$

la section efficace radar par unité de surface caractérise les trois termes de l'équation radar qui sont difficile à mesurer séparément.

La partie réceptrice reçoit une puissance incidente P_d sur une antenne d'aire effective $A_r = \lambda^2 G_r / 4\pi$, avec G_r le gain de l'antenne réceptrice. La puissance reçue par unité d'angle solide P_r s'écrit donc :

$$P_r = P_d \frac{\lambda^2 G_r}{4\pi}. \quad (4.4)$$

En développant, nous avons donc la relation :

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4}. \quad (4.5)$$

Dans le cas d'une surface éclairée par le radar, la puissance totale reçue résulte de la contribution d'un ensemble de cibles distinctes vues par le radar simultanément. On introduit donc le terme de section efficace radar normalisé (SERN — σ^0) pour une cellule radar de surface Σ contenant un ensemble de cibles. D'où l'expression :

$$P_r = \iint_{\Sigma} \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 \sigma^0}{(4\pi)^3 R^4} ds. \quad (4.6)$$

SERN à partir des mesures du radar STORM La Figure 4.4 page suivante représente un exemple de spectre de puissance du signal rétrodiffusé mesuré par STORM (P_r) en fonction de la distance radiale R . Cette distance est caractérisée par le temps de retour du signal et est directement reliée à l'angle d'incidence θ par la relation ($\cos \theta = H/R$) avec H l'altitude de l'avion. La première partie du signal proche des -80 dB avant la valeur 100 de l'échelle radiale (Figure 4.4), correspond à la mesure du signal atmosphérique (bruit). À la valeur 100, on observe le premier retour correspondant au signal spéculaire suivi d'une atténuation du signal qui est une fonction de la distance ($1/R^3$), de σ^0 et des lobes d'antennes (Cf Équation (4.6)).

Les données sont ensuite intégrées sur 56 ms pour le mode cercle et le mode classique où l'avion vole à plat. Après correction des conditions de vol de l'avion, et en inversant l'Équation (4.6), on obtient σ^0 en fonction de l'incidence ré-échantillonnées par pas de 1° d'angle d'incidence.

La Figure 4.5 page suivante représente σ^0 en dB en fonction de l'angle azimutal pour un angle d'incidence de 30.5 degré à partir de spectres moyennés sur 56 ms durant le vol 69 sur deux tours d'antenne. Nous observons la modulation azimutale présentant deux maxima dans la direction où souffle le vent (face et dos au vent, nommé respectivement upwind et downwind) et deux minima dans la direction perpendiculaire au vent (crosswind).

Dans la section suivante, je présente succinctement deux modèles électromagnétiques qui permettent de comprendre le lien entre l'état de surface de la mer et le signal rétrodiffusé.

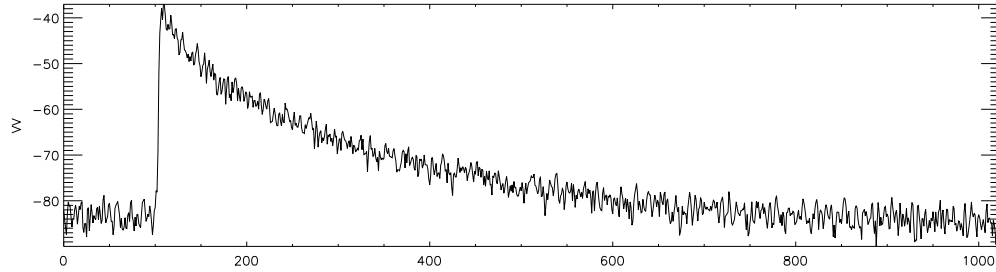


Figure 4.4 – Spectre de puissance (en dB) en fonction de la distance radiale (échelle radiale arbitraire) d'une impulsion.

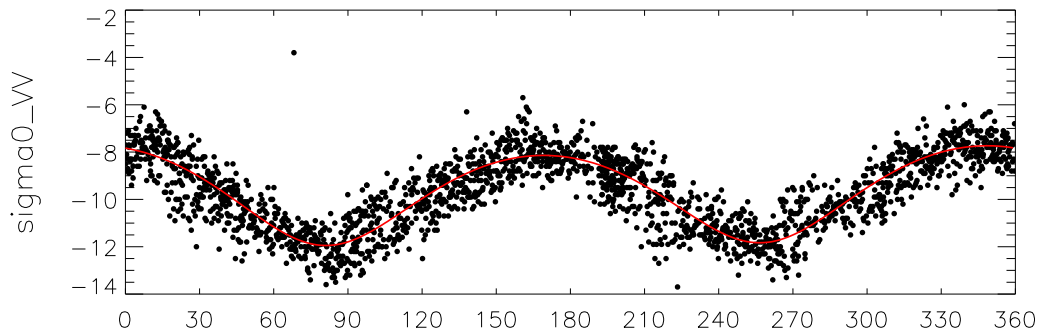


Figure 4.5 – σ^0 (dB) à un angle d'incidence de 30° en polarisation VV en fonction de l'angle azimutal de l'antenne pour 2 tours d'antenne lorsque l'avion vole à plat. La courbe rouge au centre du nuage de point correspond à l'ajustement d'une courbe sinusoïdale.

4.2.2 Modélisation du signal électromagnétique diffusé par la surface

L'équation radar (Équation (4.6) page 71) est la relation qui relie les caractéristiques du système d'émission et de réception avec les interactions électromagnétiques avec la surface de la mer. Toutes l'information des interactions se retrouvent dans la section efficace radar σ^0 . Je vais présenter dans cette section les modèles électromagnétiques qui expliquent les variations de σ^0 en fonction des conditions géophysiques.

Dans cette section, je ne présente que les approximations électromagnétiques valables pour deux cas limites. L'approximation de l'optique géométrique (GO) est valable pour les faibles angles d'incidence (jusqu'à environ 15°) tandis que la diffusion de Bragg s'applique pour des angles supérieurs à 30° .

L'approximation de l'optique géométrique établit que σ^0 est proportionnel à la fonction de densité de probabilité (pdf) des pentes de la surface comme l'a montré tout d'abord [Barrick, 1968] puis a été repris dans de nombreuses publications en particulier dans [Hauser et al., 2008] pour l'analyse des données STORM, soit :

$$\sigma^0(\theta) = |R(0)|^2 \pi \frac{p(s_x, s_y)}{\cos^4 \theta}, \quad (4.7)$$

où θ est l'angle d'incidence, $R(0)$ le coefficient de Fresnel à incidence normale, $p(s_x, s_y)$ la fonction de densité de probabilité jointe des pentes pour les vagues plus grandes que la limite de diffraction. La limite de diffraction correspond à 2.2 fois la longueur d'onde électromagnétique pour STORM [Hauser et al., 2008, Section 3.2], soit $k_d = 51 \text{ rad/m}$ i.e. $\lambda_d = 12 \text{ cm}$.

Si on considère que la pdf des pentes est gaussienne avec s_{up}^2 et s_{cr}^2 les variances des pentes filtrées dans les directions face et perpendiculaire au vent on a :

$$p(s_x, s_y) = p(\vec{s}) = \frac{1}{2\pi|S^{-1}|} \exp\left(-\frac{1}{2}\vec{s}^T \cdot S^{-1} \cdot \vec{s}\right), \quad (4.8)$$

$$= \frac{1}{2\pi s_{up}s_{cr}} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{(s_{up}^2 \sin^2 \varphi + s_{cr}^2 \cos^2 \varphi) \cdot \tan^2 \theta}{s_{up}^2 s_{cr}^2}\right), \quad (4.9)$$

$$= \frac{1}{2\pi s_{up}s_{cr}} \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{2} \left[\left(\frac{\cos \varphi}{s_{up}}\right)^2 + \left(\frac{\sin \varphi}{s_{cr}}\right)^2\right]\right), \quad (4.10)$$

où S est la matrice de corrélation des pentes, $|S|$ son déterminant et φ la direction de visée du radar par rapport à la direction du vent. Si on définit la variance des pentes dans la direction du radar s_φ^2 comme :

$$\frac{1}{s_\varphi^2} = \left(\frac{\cos \varphi}{s_{up}}\right)^2 + \left(\frac{\sin \varphi}{s_{cr}}\right)^2, \quad (4.11)$$

L'Équation (4.7) devient puis se linéarise de la façon suivante :

$$\sigma^0(\theta, \varphi) = \frac{|R|^2}{\cos^4 \theta} \frac{1}{2s_{up}s_{cr}} \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{2s_\varphi^2}\right), \quad (4.12)$$

$$\ln(\sigma^0(\theta, \varphi) \cdot \cos^4 \theta) = \ln\left(\frac{|R|^2}{2s_{up}s_{cr}}\right) - \frac{\tan^2 \theta}{2s_\varphi^2}. \quad (4.13)$$

Pour estimer la variance des pentes omnidirectionnelles filtrées s_0^2 , on effectue une régression linéaire de $\ln(\sigma^0(\theta) \cdot \cos^4 \theta)$ sur $\tan^2 \theta$ pour des angles compris entre 7°

et 16° d'incidence. D'après [Hauser et al., 2008], l'évaluation de la mss filtrée pour ces angles d'incidence diffère de moins de 10% par rapport à une mss estimée pour des angles de 0° à 10° dans le cas où les vitesses de vent sont supérieures à 4 m/s. Cette gamme d'incidence est un bon compromis entre la précision recherchée et la géométrie du système d'observation. En effet, peu d'observations sont disponibles pour les angles d'incidence inférieurs à 7° .

La diffusion de Bragg est un phénomène de résonance des ondes électromagnétiques à la surface de l'océan (semblable à un réseau de diffraction en réflexion). On décrit ce phénomène avec la méthode des petites perturbations (SPM — Small Perturbation Method). Cette méthode permet d'expliquer la réflexion pour des angles d'incidence supérieur à 30° . Si on assimile la surface de la mer à une surface sinusoïdal de longueurs d'onde λ_B , la condition de résonance avec la longueur d'onde électromagnétique λ_0 pour une incidence θ s'écrit :

$$\lambda_0 = 2.\lambda_B.\sin \theta \quad (4.14)$$

En considérant les statistiques de la surface gaussiennes, [Wright, 1968] montre que la puissance rétrodiffusée par une surface couverte uniquement de petites vagues avec un développement au premier ordre (SPM-1) est proportionnelle à la densité spectrale des vagues participant à la diffusion de Bragg (i.e. une longueur d'onde des vagues de 5 cm pour STORM à 30° d'incidence). Cette longueur d'onde correspond au début des vagues de gravité.

Pour une meilleure modélisation il est nécessaire de prendre en compte les vagues longues qui inclinent les petites vagues (de Bragg) à l'aide d'un modèle deux-échelles. Ceci implique un étalement de l'influence des longueurs d'onde de Bragg et une augmentation du coefficient de rétrodiffusion.

En pratique, le vent STORM est estimé à un angle d'incidence de 30° à l'aide du modèle empirique CMOD2-I3 [Bentamy et al., 1994] de la forme :

$$\sigma^0(\theta, \varphi) = A_0[1 + A_1 \cos \varphi + A_2 \cos(2\varphi)], \quad (4.15)$$

avec A_0, A_1, A_2 des fonctions de l'angle d'incidence θ et de la vitesse du vent (neutre à 10 m). Cette variation azimutale est représenté sur la Figure 4.5 page 72 où la courbe noire représente l'ajustement de la courbe sinusoïdale aux σ^0 du diffusiomètre.

Le vent déduit de cet ajustement correspond au vent atmosphérique à 10 m qui générerait des vagues de 5-6 cm de longueur d'onde (pour une mer pleinement développée sous atmosphère neutre). Il s'agit donc d'un vent effectif (diffusiométrique) qui peut différer du vent atmosphérique en fonction des conditions géophysiques.

4.3 Paramètres géophysiques

4.3.1 Étalonnage du diffusiomètre

L'étalonnage du radar est effectué à l'aide de cible (dièdre et trièdre). Malgré tout, on observe un écart entre les données mesurées et les mesures de référence in situ effectuée par la bouée météorologique Gascogne. Nous avons donc effectué un étalonnage a posteriori.

L'étalonnage a été effectué en comparant les coefficients de rétrodiffusion moyen STORM (σ^0 moyen) à 30° mesurés lors des cercles effectués au-dessus de la bouée météorologique avec les σ^0 moyens dérivés des mesures de vitesse de vent de la

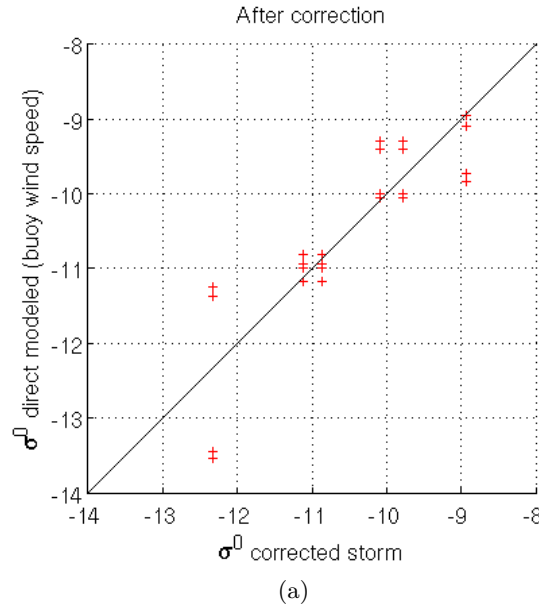


Figure 4.6 – Coefficients de rétrodiffusion moyen du modèle CMOD2-I3 pour les deux instruments de mesure du vent de la bouée Gascogne aux heures pleines avant et après le passage de l’avion en fonction du coefficient de rétrodiffusion moyen de STORM après correction de +1.54dB.

bouée et du modèle CMOD2-I3. Pour chaque σ^0 moyen STORM, quatre valeurs de σ^0 dérivés de la bouée sont disponibles. Ces quatre valeurs correspondent aux mesures de vent des deux instruments montés sur la bouée et maintenus par Météo-France et le Met-Office aux deux heures pleines entourant la mesure du diffusiomètre STORM. Les vitesses de vent sont les moyennes à 10 minutes centrées sur l’heure pleine. Six mesures de vitesse de vent à partir des données STORM au-dessus de la bouée Gascogne sont disponibles pour la campagne de Novembre 2010. D’après ces comparaisons, j’ai ajouté une correction de +1.54 dB à la SERN STORM qui était sous-estimée. Par ailleurs, un très bon accord entre la direction du vent mesuré par la bouée et STORM est observé (non montré).

La Figure 4.6 représente le σ^0 moyen du modèle CMOD2-I3 pour les quatre valeurs de vent de la bouée en fonction du σ^0 moyen STORM après correction (ajout de 1.54 dB). Les deux instruments fournissent des vitesses et des directions de vent très similaires (Figure 5.9 page 91). La variation du vent entre chaque heure pleine est plus importante. Le vent étant caractérisé par des fronts, j’ai choisi de comparer les vents avant et après le passage plutôt que d’interpoler les données ou de choisir le plus proche voisin temporellement. Pour les cinq points où σ^0 moyen est le plus élevé (supérieur à -11 dB), il y a un bon accord entre le modèle direct et la mesure STORM au moins pour l’une des deux mesures aux heures pleines.

4.3.2 Paramètres géophysiques après étalonnage

La Figure 4.7 page suivante représente la variance des pentes totale effective (2x la variance des pentes effective) en fonction de la vitesse du vent déduite des mesures STORM à 30° d’incidence. Les vents mesurés par STORM lors de la campagne de Novembre 2012 vont de 5 m/s à 15 m/s avec un nombre total de 235 points.

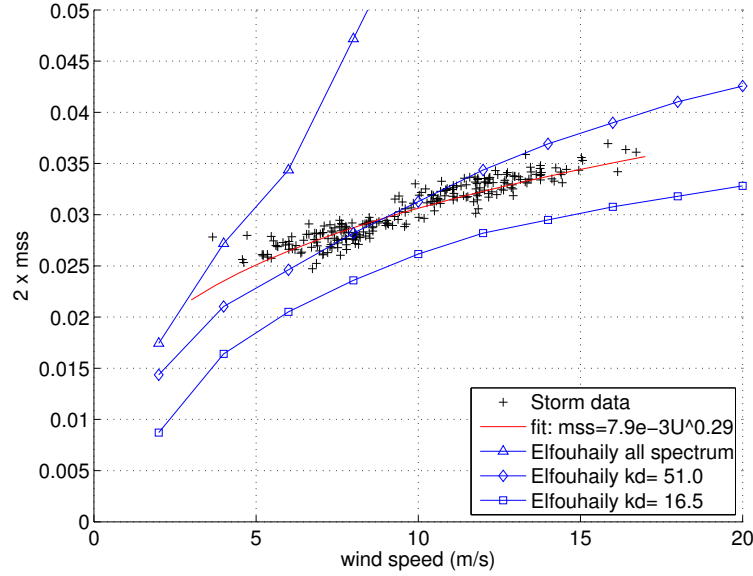


Figure 4.7 – Variance effective des pentes mss_{eff} en fonction de la vitesse du vent STORM à 30° à partir des 235 mesures STORM. Les courbes bleues représentent la variance des pentes filtrée à plusieurs nombres d’ondes de coupure à partir du spectre de vague ECKV pleinement développé. La courbe rouge est l’ajustement d’une loi en puissance aux données STORM.

La courbe rouge représente l’ajustement des données suivant une loi en puissance de la vitesse du vent dont les coefficients sont indiqués sur la figure. La mss dérivée du spectre d’ECKV ([Elfouhaily et al., 1997]) pour une mer lisse (nombre d’onde maximal de 16.5 rad/m ou longueur d’onde minimal de 38 cm), pour une mer filtrée implicitement par STORM ($k_d = 51$ rad/m [Hauser et al., 2008]) ou pour une mer non filtrée sont représentées en bleu. Les mesures sont en bon accord avec un spectre ECKV filtré des échelles plus petites que 12 cm avec cependant une sous-estimation pour les vents modérés à forts (> 12 m/s). Pour les vents plus faibles (< 7 m/s), tandis qu’une partie des points sont en accord avec le spectre ECKV, une autre partie des points présentent une mss surestimée par rapport à la vitesse du vent. Cet écart peut s’expliquer par un affaiblissement du vent donc des petites échelles (rugosité de 6 cm entrant dans l’estimation du vent STORM) sans que les plus grandes échelles (entrant dans l’estimation de la mss) n’aient le temps de s’équilibrer.

4.3.3 Décomposition des petites et grandes échelles

Dans le cas d’une mer à l’équilibre pour une vitesse et direction de vent données (pleinement développée), la relation entre toutes les échelles de rugosité est unique. Cette relation est caractérisée par différents modèles de spectre de vague comme par exemple, [Elfouhaily et al., 1997] (ECKV, Figure 4.7). Or en réalité l’état de la mer intègre l’historique des variations de vent (vitesse et direction) sur une période d’environ 12 h (hors houle). Plusieurs modèles de spectre de vague permettent de simuler un spectre en fonction de l’âge des vagues, i.e. le temps depuis lequel le vent souffle (modèle ECKV et KHCC par exemple).

Lorsque la vitesse ou la direction du vent change, on a donc une modification de la relation unique entre les petites (PE, dont le vent STORM est un indicateur) et les moyennes et grandes échelles (ME et GE, dont dépend la mss STORM). Je définis ces échelles au regard des fonctions de poids du radiomètre (Figure 2.18)

et de la dépendance aux longueurs d'onde de rugosité des mesures de mss et de vent STORM. J'appellerai les petites échelles, les échelles inférieures à 10 cm, les moyennes échelles, celles comprises entre 10 cm à 100 cm et les grandes échelles, celles supérieures à 100 cm (hors houle).

Je définis l'anomalie de mss, comme l'écart de mss par rapport à l'ajustement empirique de la campagne de mesure de Novembre 2010 (Figure 4.7). J'ai pris comme relation de référence, la relation empirique car les modèles (ECKV ou KHCC) ne reproduisent pas suffisamment bien la relation mesurée par STORM entre la mss effective et le vent STORM. La valeur de cette anomalie donnera une indication de la relation entre les petites échelles et les plus grandes échelles (moyennes et grandes). Cette grandeur sera utilisée dans le Chapitre 7.

Chapitre 5

Contexte expérimental : les campagnes CAROLS

Sommaire

5.1	Campagne CAROLS 2009	80
5.2	Campagne CAROLS Novembre 2010	81
5.2.1	Description des vols	81
5.2.2	Description de la température et de la salinité de surface	83
5.2.3	Description des conditions de mer	84

Introduction

Les campagnes aéroportées CAROLS (Combined Airborne RadioInstruments for Ocean and Land Studies) ont été organisées par le LATMOS et le LOCEAN. Les vols se sont déroulées à bord de l'avion de recherche ATR42 de l'unité mixte de recherche SAFIRE. Deux principales configurations ont été utilisées durant ces campagnes, l'une avec une utilisation combinée du radiomètre CAROLS et du diffusiomètre STORM et l'autre avec le radiomètre CAROLS seul qui utilise deux antennes. Le récepteur GPS (GOLD), qui estime la rugosité de l'océan à l'aide des signaux GNSS (Global Navigation Satellite System) réfléchis à sa surface (Annexe C), fonctionne dans les deux configurations. Pour chacune de ces campagnes aéroportées, une campagne de mesure in situ a été menée simultanément. Dans ce cadre, j'ai participé à une campagne en mer de cinq jours sur le "Côte de la Manche", et à la campagne de mesures aéroportées en Novembre 2010 au départ de Brest.

Les campagnes de 2007 et 2008 ont permis de qualifier, de certifier et de valider CAROLS. L'objectif de la campagne du printemps 2009 était d'acquérir un grand nombre de données avec différentes conditions géophysiques de vent et de salinité de surface afin de valider et d'améliorer les modèles directes et les méthodes d'inversion. Cette campagne se déroula avec les deux configurations d'instruments, i.e. le radiomètre CAROLS associé ou non au diffusiomètre STORM. Quatre vols dans la configuration avec le diffusiomètre STORM et trois vols dans la configuration avec les deux antennes CAROLS ont été réalisés.

Les deux campagnes de 2010 font suite au lancement réussi de SMOS fin 2009. L'objectif principal de ces deux campagnes, qui ont été fortement perturbées par le volcan islandais Eyjafjallajökull, était de comparer les mesures aéroportées CAROLS

avec les données satellitaires SMOS. La campagne de Mai 2010 au-dessus de l’océan était conjointe à une campagne sur les terres émergées et a échantillonné le sud du golfe de Gascogne de la côte jusqu’à la bouée Gascogne à l’ouest ($45.2\text{N}-5\text{W}$) et au nord jusqu’à l’embouchure de la Gironde. La configuration avec deux antennes a été utilisée et trois vols furent réalisés. La campagne de Novembre 2010 (initialement prévue en Avril 2010), dans la configuration avec STORM, avait comme second objectif, outre les comparaisons avec les mesures SMOS, l’étude de l’influence de la rugosité sur le signal radiométrique à l’aide de la synergie actif/passif. Cette campagne se déroula entre les bouées météorologiques Pharos ($48^{\circ}32'\text{N}-5^{\circ}49'\text{W}$) et Gascogne avec des excursions vers l’embouchure de la Gironde (Figure 5.1(b) page 82).

Pour chacune des campagnes plusieurs manœuvres ont été effectuées à proximité des bouées météorologiques : des wing wags (oscillation des ailes dans l’axe de roulis) et des vols en cercles. La première manœuvre (wing wag) est une manœuvre de roulis pour des angles allant jusqu’à 25° sur chaque aile. Cette manœuvre permet d’acquérir des mesures CAROLS pour des angles allant environ de 0° à 55° et d’intercomparer les mesures des deux antennes. La seconde manœuvre consiste à effectuer un cercle sur chaque aile à un angle de 15° .

Durant ces campagnes, l’avion vole à une altitude de 2000 m ou 3000 m sauf pour le vol côtier du 20 Mai 2009 où l’altitude est de 600 m pour limiter la taille de la tache au sol (forte variabilité de SSS) et l’impact des RFI. Quelle que soit l’altitude du vol, la vitesse de l’avion est de 100 m/s.

Deux études sont présentées dans ce manuscrit : l’une focalisé principalement sur l’inversion de la salinité à partir des mesures CAROLS et la seconde sur l’impact de la rugosité sur le signal radiométrique en utilisant les mesures combinées de STORM et CAROLS.

La première étude sur l’inversion de la salinité est une étude détaillée du vol côtier qui c’est déroulé le 20 Mai 2009, qui a fait l’objet d’une publication [Martin et al., 2012]. Le choix de ce vol pour l’étude de la salinité, a été privilégié car c’est le vol qui présentait la variation de salinité la plus intéressante.

La seconde étude sur l’impact de la rugosité sur le signal radiométrique en bande-L a été développée à l’aide des mesures combinées actives/passives de la campagne de Novembre 2010. Le choix des mesures de cette campagne par rapport à celles de Mai 2009 (configuration STORM) a été privilégié car l’étalonnage du radiomètre CAROLS a été améliorée (étalonnage sur une charge froide, Figure 3.7).

Pour ces deux études, les données acquises durant les manœuvres n’ont pas été considérés. Seules les données où l’avion vole à plat sont utilisées.

La description du vol côtier et des conditions géophysiques sont présentées dans l’article (Annexe B). Pour la campagne de 2009, je me limiterai dans ce chapitre à présenter la trace des trois types de vols réalisés durant la campagne dans les deux configurations. En revanche je décrirai en détail le parcours des quatre vols de la campagne de Novembre 2010 ainsi que les conditions géophysiques associées.

5.1 Campagne CAROLS 2009

La campagne de Mai 2009 se décompose en deux périodes. Une première période durant laquelle quatre vols ont été effectués dans la configuration STORM, et

une seconde période dans la configuration avec les deux antennes CAROLS (sans STORM) durant laquelle trois vols dont le vol côtier ont été réalisés.

Les traces des trois vols de la seconde période de la campagne sont représentées dans la Figure 5.1(a). Tandis que le vol côtier échantillonne les eaux sur le plateau continental, les deux autres vols échantillonnent les eaux plus aux larges. C'est dans une zone éloignée de la côte, dans des conditions géophysiques uniformes qu'a été évalué le bruit radiométrique de CAROLS lors du vol du 26 Mai 2009 pour l'étude sur l'inversion de la salinité (Annexe B).

L'intercomparaison et la validation des données in situ acquises pour le vol côtier sont présentées dans l'Annexe D.

5.2 Campagne CAROLS Novembre 2010

Contrairement à toutes les autres campagnes, tous les vols de la campagne de Novembre 2010 (initialement Avril 2010) décollèrent de l'aéroport de Brest (Guipavas). En effet, l'objectif de cette campagne était de mesurer le signal émis par la surface simultanément à SMOS et d'étudier l'influence de la rugosité sur ce signal. Un départ de Brest à cette période était plus à même d'échantillonner des zones avec de fortes vitesses de vent au-dessus et hors du plateau continental.

Associé à cette campagne étaient effectués trois vols SIMODE (Signature Micro-Onde du Déferlement et de l'Ecume) dans le cadre d'un autre projet dédié à l'étude de l'impact du déferlement et de l'écume sur le signal actif microonde (Coll. MIO/LATMOS). Les deux principaux instruments pour ce projet, sont une caméra à haute vitesse et le diffusiomètre STORM. Le radiomètre CAROLS a également enregistré des données, cependant comme les vols se sont déroulés en journée le signal radiométrique est susceptible d'être fortement parasité par le signal du soleil (Figure 2.16 page 40). Ces données pourraient servir à valider le modèle de diffusion par la surface de l'océan, mais pour l'heure elles n'ont pas été analysées et nécessiteraient une grande attention dans l'interprétation des mesures.

Je poursuivrai cette section par une description des quatre vols CAROLS, puis j'analyserai les conditions géophysiques rencontrées (SSS, SST, conditions de mer — vent, houle) à partir de différents jeux de mesures et sorties de modèles que je me suis procurés auprès de plusieurs centres de données.

5.2.1 Description des vols

Quatre vols ont été exécutés durant cette campagne. Deux ont eu lieu le matin (vol 66 et 71 du 19 et 27 Nov.) et deux le soir (vol 68 et 69 du 22 et 25 Nov.). Les trajets des vols ont été définis pour suivre au mieux, compte tenu des contraintes de temps de vol et de la localisation des bouées, les traces au sol de SMOS le matin et le soir (Figure 5.1(b) et Figure 5.4 où ils sont tracés indépendamment les uns des autres et où la vitesse de vent est représentée).

Les vols du soirs représentés en rouge (22 Nov.) et en orange (25 Nov.) prennent leur départ de Brest en direction de la bouée Pharos (48.5°N-5.6°W) puis continuent vers le sud-ouest en direction du point (45.2°N-7°W). À partir de ce point l'avion se dirige en direction de l'embouchure de la Gironde plein Est. Au passage de la bouée Gascogne l'avion effectue une série de deux cercles de chaque côté. À proximité de l'embouchure de la Gironde, l'avion fait demi-tour pour revenir vers la bouée

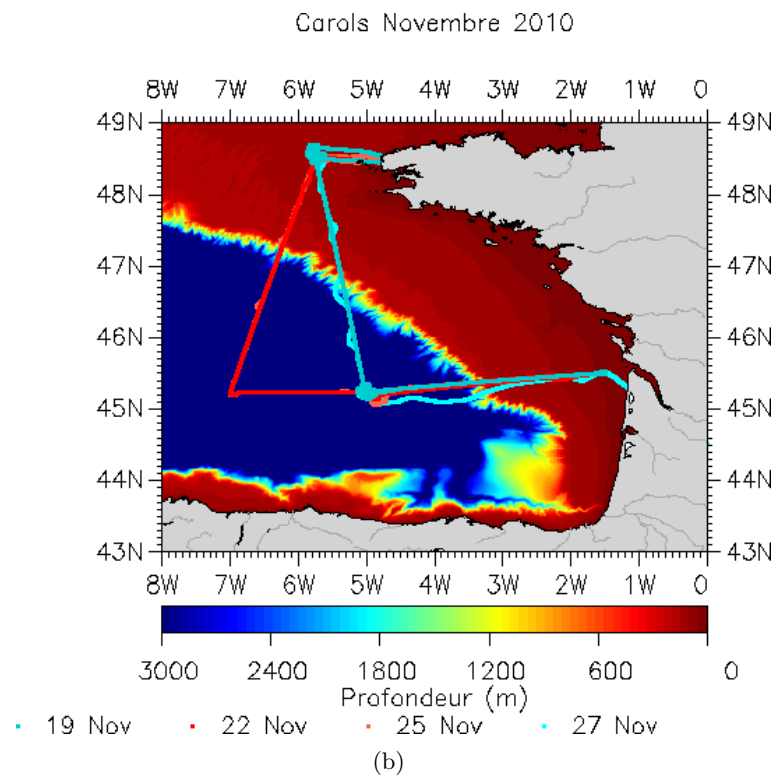
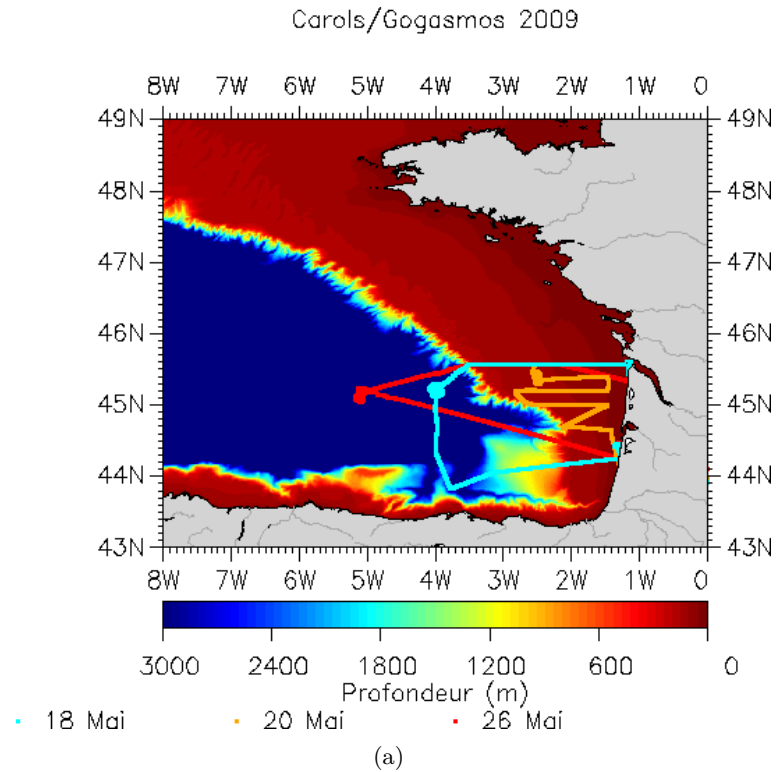


Figure 5.1 – Trace au sol des vols des campagnes CAROLS sur un fond de carte qui représente la bathymétrie. (a) représente les trois vols avec deux antennes CAROLS de la campagne de Mai 2009. (b) représente les quatre vols de la campagne CAROLS de Novembre 2010.

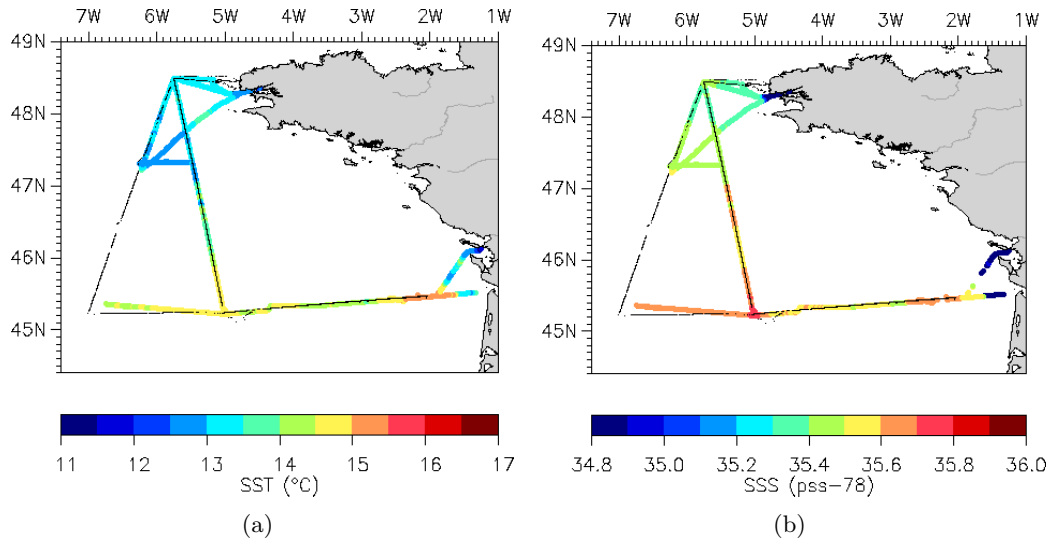


Figure 5.2 – (a) Température et (b) Salinité de surface mesurées par le Côte de la Manche (CDLM) sous la trajectoire de l’avion des différents vols. La trace du 25 Nov. a été représentée en noir. Les mesures ont été effectuées par le CDLM du 20 au 27 Novembre.

Gascogne puis se dirige vers le Nord-Ouest en direction de la bouée Pharos avant de rentrer à l’aéroport de Brest.

Les vols du matin représentés en cyan foncé (19 Nov.) et en cyan clair (27 Nov.) effectuent des trajets différents. Tandis que le vol du 19 Novembre effectue le trajet Brest, Pharos, Gascogne, embouchure de la Gironde puis retour vers Brest par le même trajet, le vol du 27 Novembre n’effectue que le trajet aller et termine le vol au-dessus de l’océan au niveau de l’embouchure de la Gironde pour aller atterrir à l’aéroport de Toulouse. Dans les deux cas des cercles sont effectués au niveau de la bouée Gascogne ainsi qu’au niveau de la bouée Pharos pour le vol du 19 Novembre.

5.2.2 Description de la température et de la salinité de surface

Une campagne océanographique a été organisée conjointement à la campagne aéroportée. Le navire océanographique “Côte de la Manche” (CDLM) effectua des mesures de SSS et SST sous la trace de l’avion sur l’ensemble du plateau continental et en partie après le talus (Figure 5.2). Les mesures ont été effectuées à l’aide d’un thermosalinographe (TSG) SeaBird SBE-21. La prise d’eau est à environ 3.5 m de profondeur. La série temporelle du TSG a été corrigée avec une soixantaine d’échantillons d’eau durant la campagne (travail effectué par Simon Morisset au LOCEAN). La précision attendue des mesures est de l’ordre de 0.01 pss et 0.01 °C. Le CDLM échantillonna la zone du 20 au 27 Novembre. Il commença par échantillonner le triangle au Nord de 47°N sous la trace de l’avion entre le 20 et 22 Novembre en s’aventurant jusqu’à la limite du plateau continental pour des raisons de restriction militaire. Le reste du trajet a été échantillonné du 22 au 27 Novembre. Un glider a été déployé dans le panache de la Gironde afin d’échantillonner les variations de salinité durant la campagne dans cette zone.

La salinité de surface mesurée par le CDLM sous la trace de l’avion varie de 35.3 pss à 35.8 pss avec peu de variation spatiale de salinité au nord du trajet sur le plateau, ainsi qu’à l’ouest de la bouée Gascogne au large des côtes. La salinité

présente des variations spatiales plus importante (de l'ordre de 0.2 pss) au niveau de la bordure du plateau (47.2°N-5.5°W) ainsi qu'à proximité du panache de la Gironde (45.3°N-2.8°W). La position de ces fronts est susceptible de se déplacer entre les mesures du bateau et le passage de l'avion. Prendre la salinité mesurée par le CDLM comme référence pour l'avion peut provoquer des erreurs locales, à proximité de ces fronts, de l'ordre de 0.2 pss (soit 0.1 K).

La température de surface a à peu près les mêmes structures spatiales que la salinité avec une température variant de 12.5 °C à 15.5 °C et au niveau des fronts des gradients de l'ordre de 1 °C. Une erreur de positionnement de ces fronts peut provoquer des erreurs dues à la température de surface au maximum de 0.05 K.

5.2.3 Description des conditions de mer

Moyens de mesures

Plusieurs moyens permettent de connaître les conditions d'état de mer durant les vols CAROLS. La vitesse et la direction du vent ainsi que la variance des pentes (mss) de la surface de la mer peuvent être estimés à partir des coefficients de rétro-diffusion mesurés par le diffusiomètre STORM. La variation temporelle de la vitesse du vent et de la mss le long de la trace de l'avion est représentée sur la Figure 5.5 page 87. La vitesse du vent déduit des mesures STORM est représentée pour chaque vol sur la Figure 5.4 sur un fond de carte des données de vent du radiomètre microonde satellitaire SSMI F16 (Special Sensor Microwave Imager) qui montre un bon accord général. Un accord similaire est obtenu avec les vents dérivés des mesures des autres satellites (SSMI F15, F17; WindSat; Radarsat-1; ASCAT; non montré). Les cartes des mesures de mss STORM et les anomalies de mss STORM par rapport à l'ajustement des données avec le vent STORM (Figure 4.7) sont représentées respectivement sur la Figure 5.6 et la Figure 5.7. Les données de SST de l'instrument SEVIRI sur MSG n'ont pas été utilisées parce que très peu nombreuses (non montrées) dû à une couverture nuageuse importante durant la campagne. Les images SAR (Radarsat-1, 25 Nov, non montré) ne nous ont pas permis de mettre en évidence de lien entre les structures spatiales de ces images et les anomalies de mss STORM.

La bouée Gascogne assure des mesures horaires de la vitesse et de la direction du vent moyennées sur dix minutes ainsi que de la hauteur significative des vagues (Figure 5.9 page 91). Les variations de ces trois mesures durant les vols CAROLS sont synthétisées dans le Tableau 5.2 page 87. La bouée Pharos n'était pas opérationnelle durant cette campagne et n'a donc fourni aucune mesure.

Les spectres de vague estimés par le modèle de vagues WaveWatch3 (WW3) de l'IFREMER [Ardhuin et al., 2010] à la bouée Gascogne (Figure 5.8) sont utiles pour interpréter les conditions d'état de mer.

Toutes les mesures de vent STORM représentées (Figure 5.4 et Figure 5.3) sont celles sélectionnées pour l'étude de l'influence de la rugosité. J'ai gardé uniquement les données pour lesquelles l'avion vole à plat et pour lesquelles toutes les données radiométriques du pas de temps ne sont pas polluées par les RFI. Les histogrammes des vitesses de vent pour chacun des vols sont représentés sur la Figure 5.3(a). On retrouve les caractéristiques décrites ultérieurement à savoir des vents faibles pour le vol 68 (22 Nov.), forts pour le vol 69 (25 Nov.), et des vents plus variables pour le vol 66 (19 Nov.). Le vol 71 est caractérisé aussi par des vents fort mais avec un nombre de point très limité ($n = 10$). Ce faible nombre de point s'explique par la

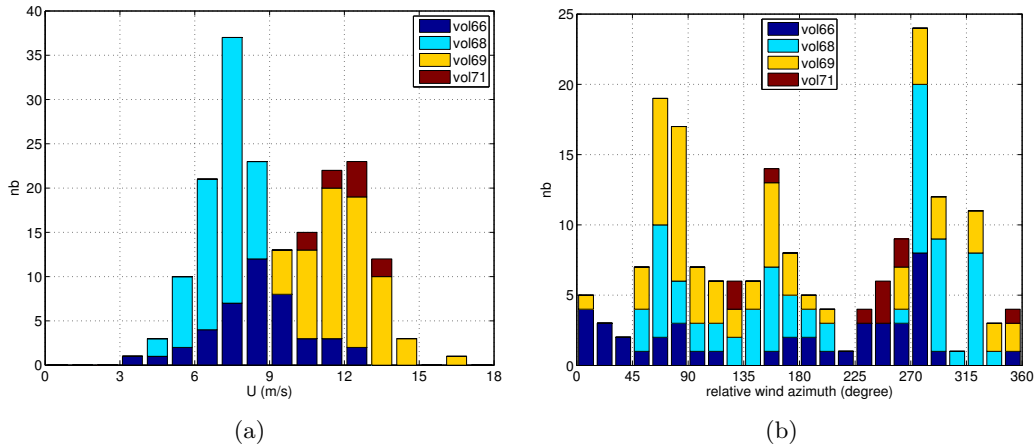


Figure 5.3 – Histogramme des vitesses de vent et de l’azimut du vent relativement à la direction de visée du radiomètre. Seules les données pour lesquelles l’avion vole à plat et pour lesquelles toutes les données CAROLS ne sont pas polluées par les RFI sont comptabilisées.

non-prise en compte des mesures lorsque l’avion ne vole pas à plat, ce qui est arrivé plusieurs fois durant ce vol, car l’avion a contourné plusieurs cellules convectives. Le nombre de mesures sélectionnées sur les vols 68 et 69 collectent respectivement 68 et 63 mesures, soit 70% des données de la campagne tandis que seulement 43 points ont été conservés pour le vol 66, soit un quart des données (Tableau 5.1 page 87). Par ailleurs, on remarque que les vitesses de vent les plus présentes durant la campagne sont de 6 m/s à 9 m/s et de 11 m/s à 13 m/s.

Le radiomètre étant fixe par rapport à l’avion et comme on s’attend que le signal radiométrique soit sensible à l’azimut du vent, j’ai représenté dans la Figure 5.3(b) l’azimut du vent relativement à la direction de visée du radiomètre (0° pour un radiomètre face au vent — upwind). Les directions de vent les plus échantillonnées sont les directions perpendiculaires au vent — crosswind (de 45° à 135° et de 225° à 315°) puis dos au vent — downwind (de 135° à 225°). Les directions face au vent — upwind sont les moins échantillonnées.

Description des conditions d’état de mer

Les quatre vols ont été effectués avec des conditions d’état de mer très différentes. Ces conditions ainsi que les dates, heures, numéro de vols et nombres de données (CAROLS et STORM après traitement) pour chaque vol, sont résumés dans les Tableau 5.1 et Tableau 5.2 page 87.

Le vol du 19 Novembre au matin (vol 66 de 6h à 11h TU) est caractérisé par une forte houle en décroissance depuis la veille (H_s de 6.80 m à 4 m, Figure 5.9(a)), ainsi que des vitesses de vent à Gascogne en décroissance (de 10 m/s à 7 m/s, Figure 5.9(b)) tournant progressivement de l’Ouest au Sud-Ouest (Figure 5.9(c)). Les vitesses de vent mesurées par STORM sont peu homogènes spatialement allant de 5 m/s à 13 m/s (Figure 5.4(a), Figure 5.5(a)) venant du Sud-Ouest (directions de vent STORM non montrées). Le satellite SSMI détecte de la pluie avec des taux maximum de 4 mm/h. Le compte-rendu de vol de l’équipe Météo-France de Safire, n’indique cependant pas que l’avion ait rencontré de la pluie. Le spectre de vague (Figure 5.8(a)) met en évidence une mer croisée avec une houle de Nord-Ouest de

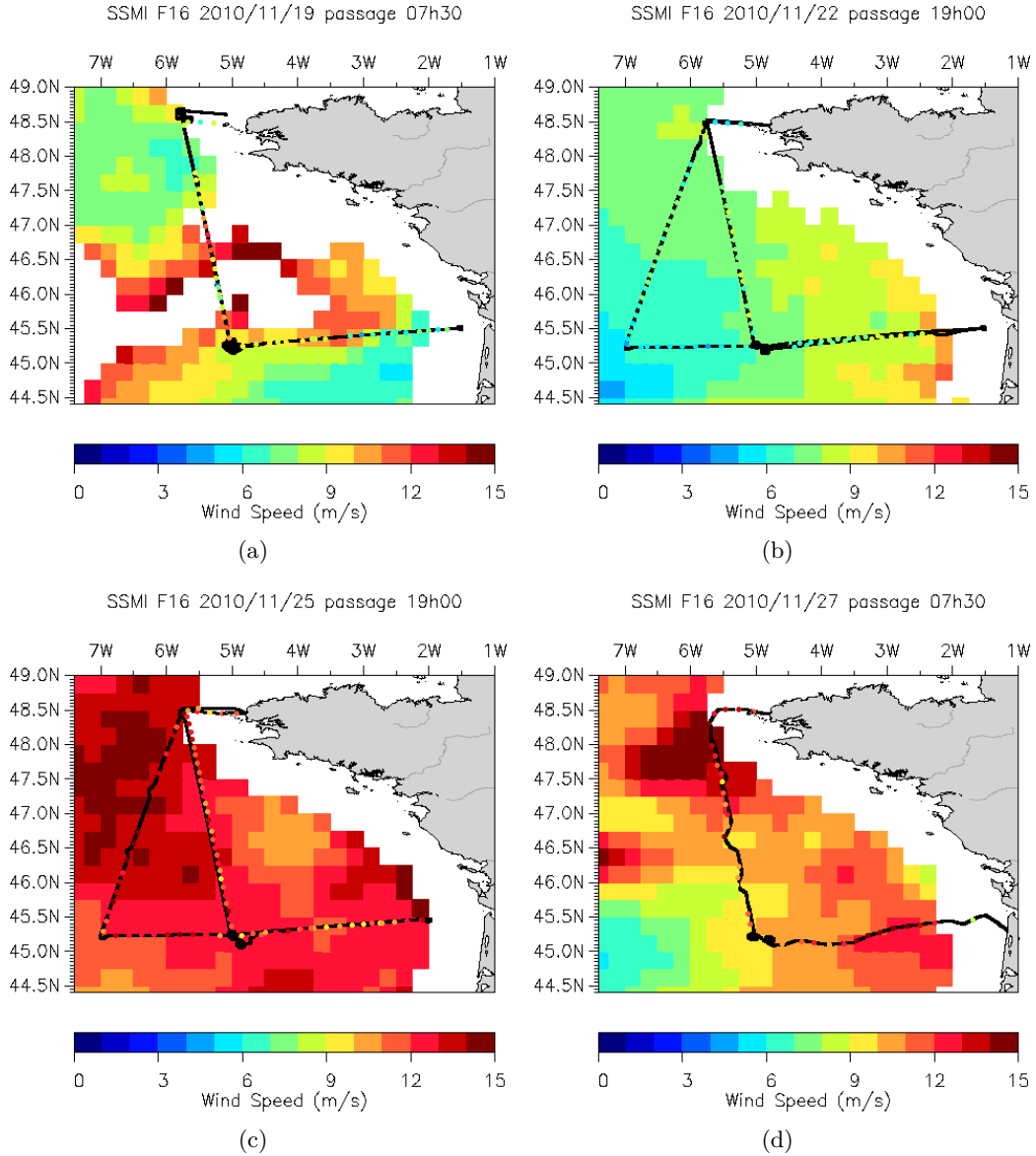


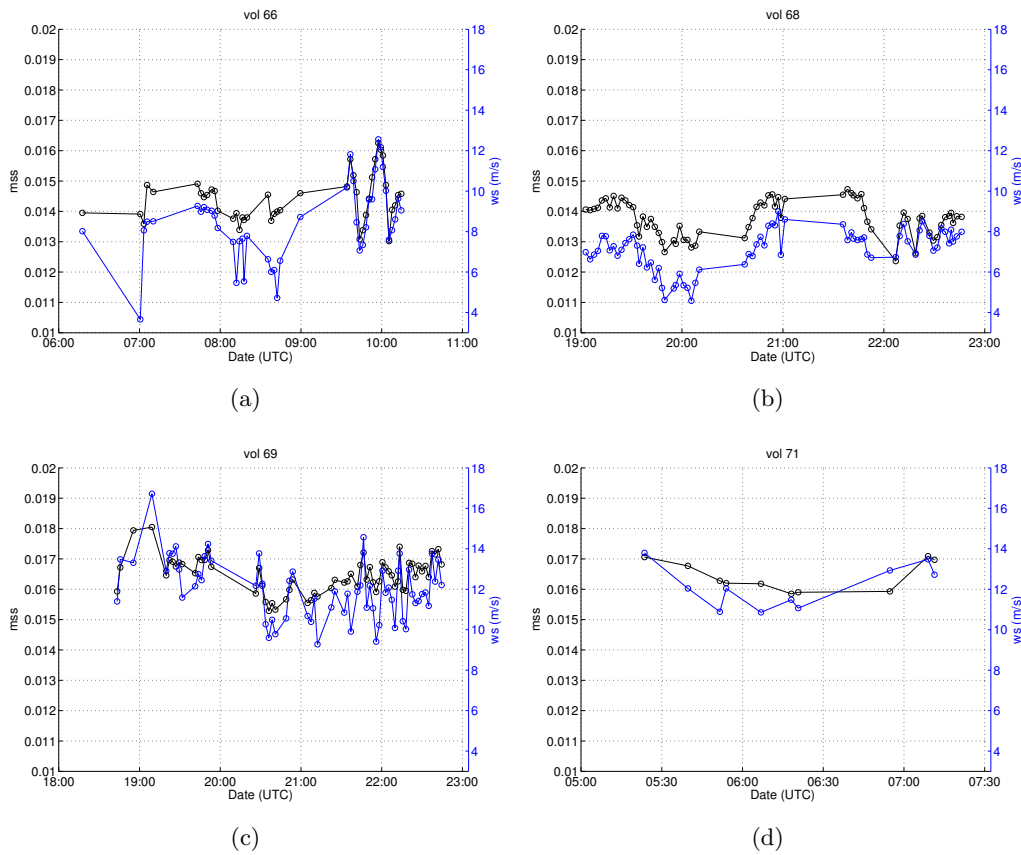
Figure 5.4 – Vitesse du vent déduite des mesures satellitaire SSM/I (résolution de 25km, l'heure approximative du passage est indiquée dans le titre des figures en heure TU) en fond de carte avec superposé en couleur la vitesse du vent déduite des mesures STORM (mesures intégrées sur 2 minutes, i.e. 12km) et en noir la trace des vols dans leur ensemble. Les orbites du matin (a) et (d) et du soir (b) et (c) ont été sélectionnées pour correspondre à la période d'acquisition de l'avion.

Tableau 5.1 – Conditions géophysiques mesurées par STORM.

Caractéristiques du vol			Données STORM		
n°	jour	heure (UTC)	Wspd m/s	Wdir °/Nord	nb
66	19	05h45–10h50	5–13	150–270	43
68	22	18h40–23h10	4–9	300–30	68
69	25	18h30–22h50	9–15	310–30	63
71	27	05h20–07h20	10–14	310–10	10

Tableau 5.2 – Conditions géophysiques mesurées à la bouée Gascogne lors des vols CAROLS.

Vol		Bouée Gascogne		
n°	jour	H_s m	Wspd m/s	Wdir °/Nord
66	19	4.2 à 3.5	5.6–7.5	190–240
68	22	1.5	2.7–7.2	330–0
69	25	3.0 à 3.6	9.8–11.5	340–0
71	27	2.5	9.4–10.8	330–350

**Figure 5.5** – Variation temporelle de la mss et de la vitesse de vent STORM le long de la trajectoire de l'avion.

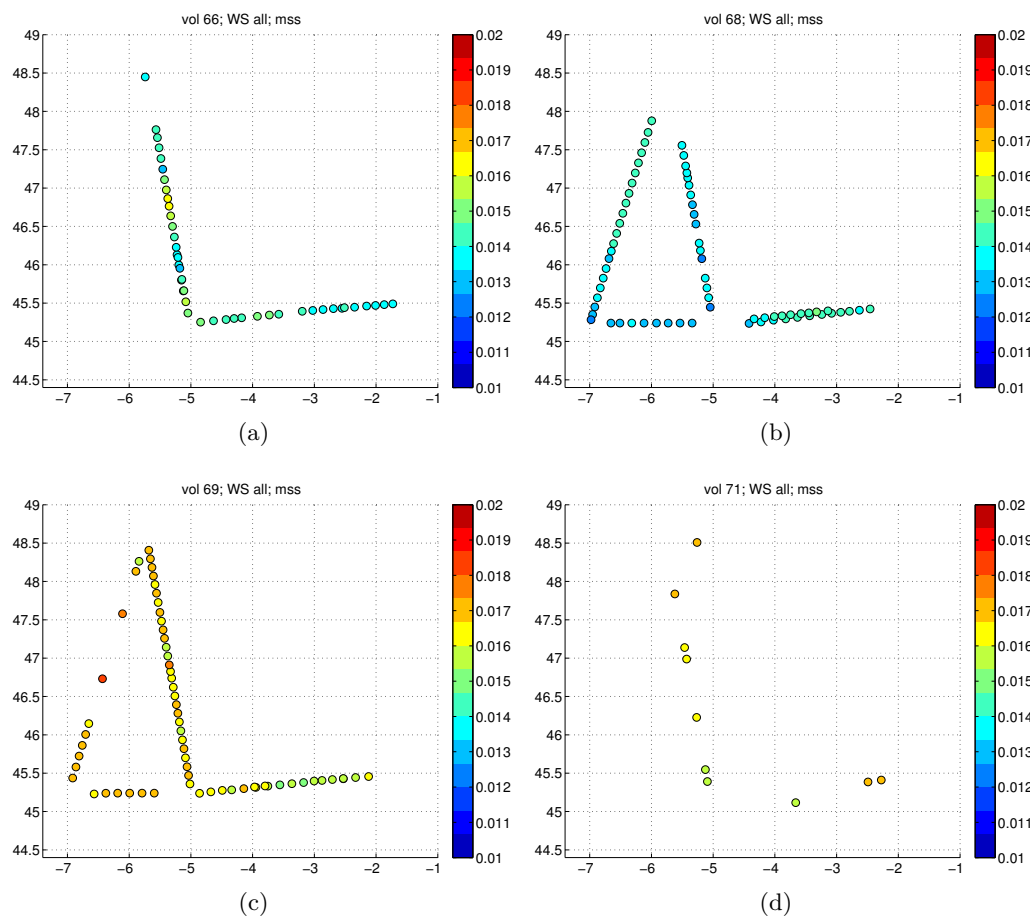


Figure 5.6 – Carte des *mss* STORM le long de la trajectoire de l'avion des quatre vols de la campagne de Novembre 2010.

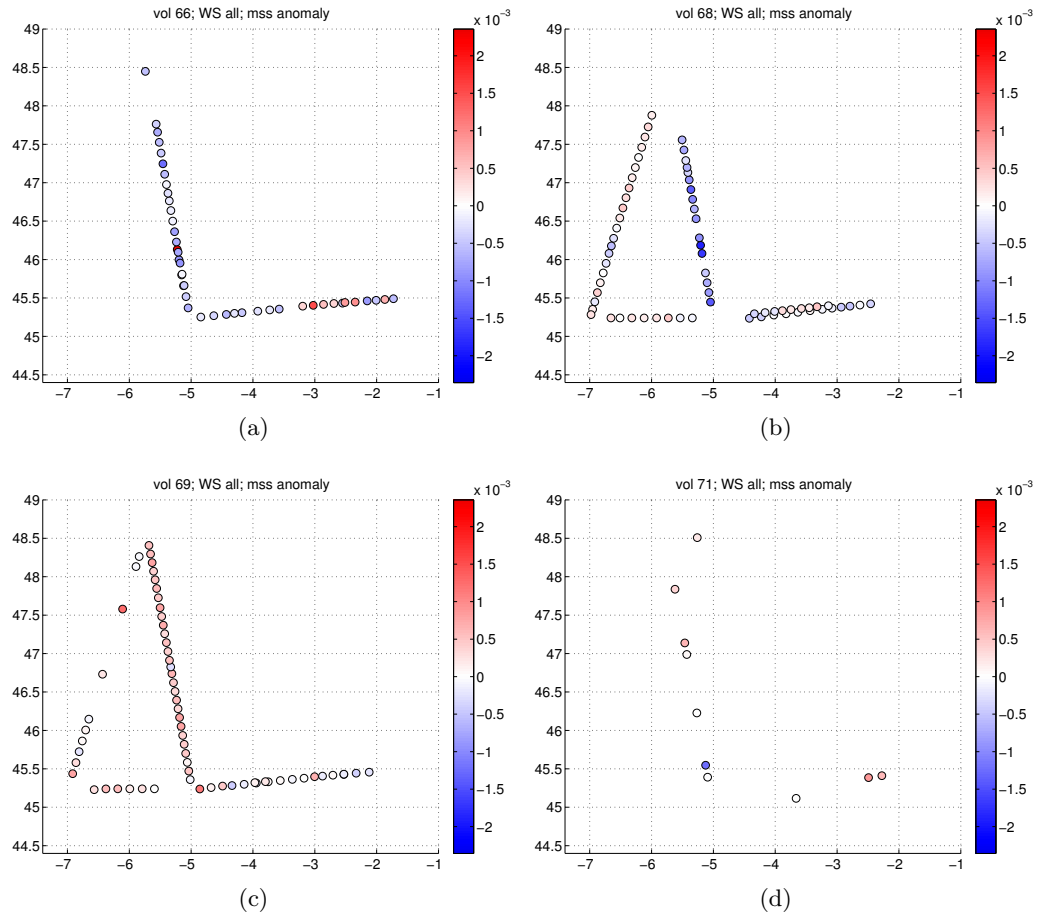


Figure 5.7 – Carte d'anomalie de mss le long de la trajectoire de l'avion pour les quatre vols de la campagne de Novembre 2010. Seuls les données pour lesquels l'avion vol à plat, CAROLS ne détecte pas de RFI et mesure STORM à 30° valide ont été conservé.

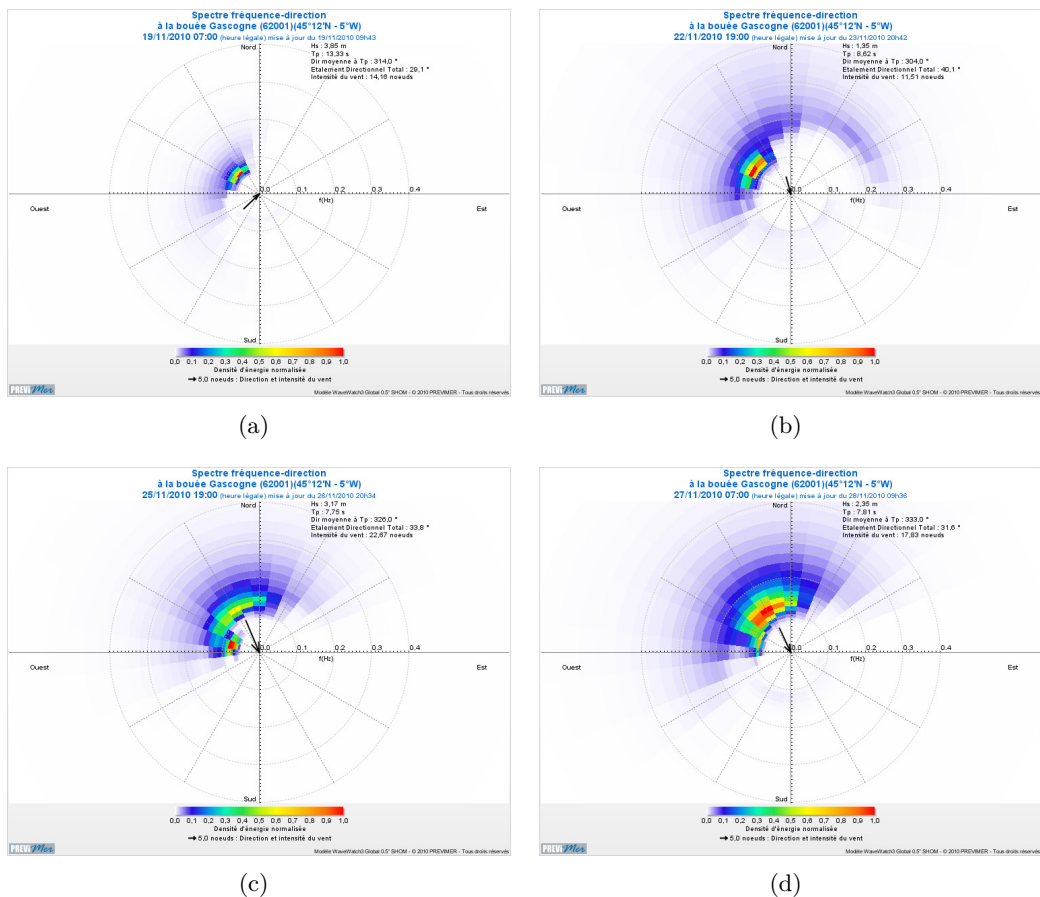
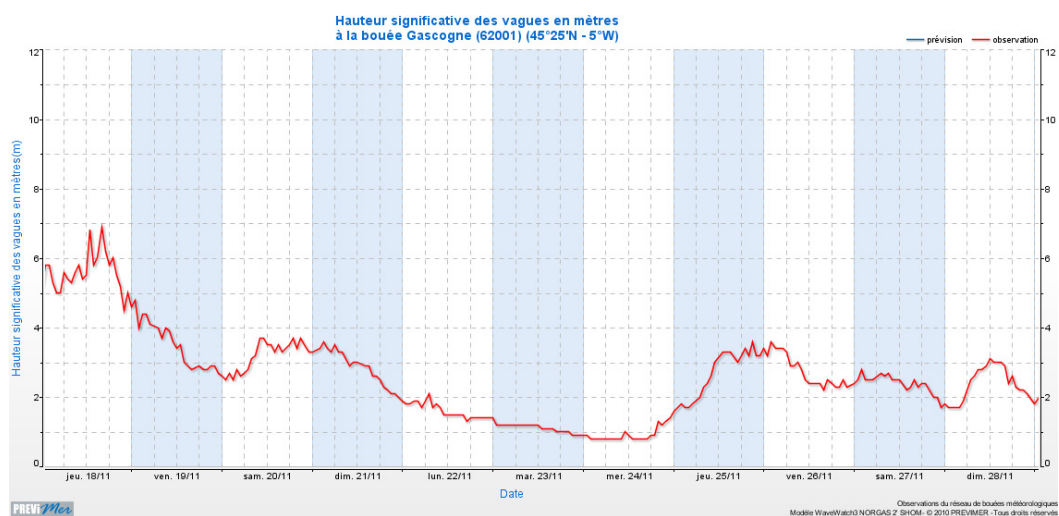
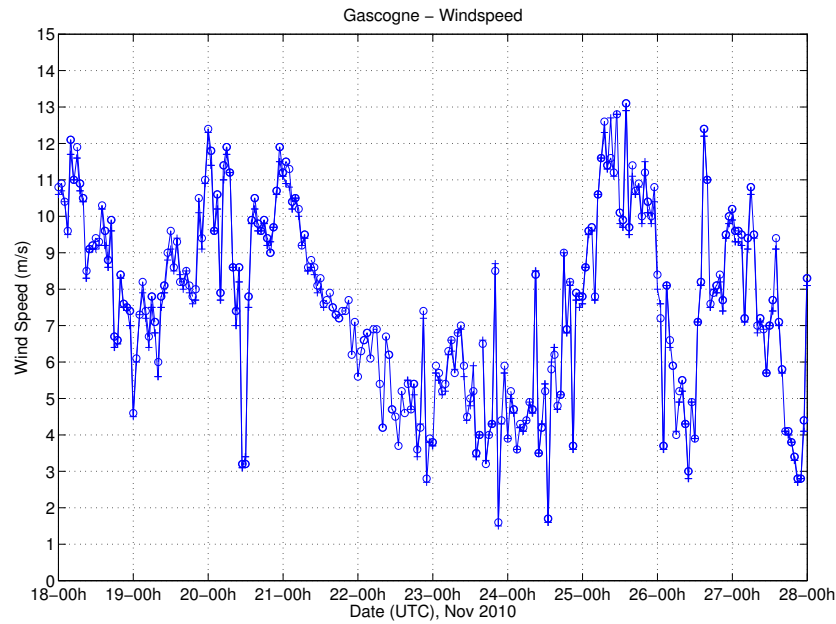


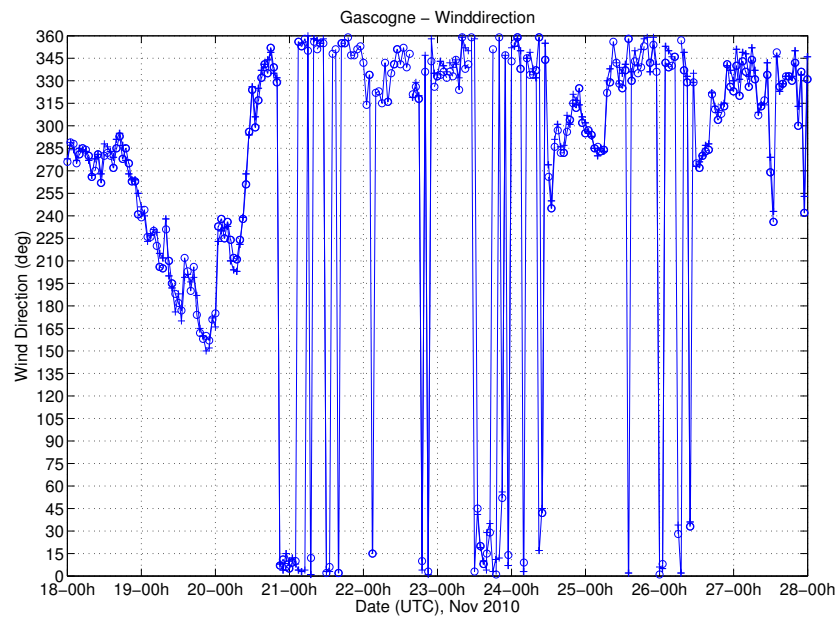
Figure 5.8 – Spectre fréquence-direction à la bouée Gascogne à 06UTC ou 18UTC correspondant au quatre vols de la campagne de Novembre 2010. Le spectre est tiré du modèle WaveWatch3.



(a)



(b)



(c)

Figure 5.9 – Conditions géophysiques mesurées par la bouée Gascogne en fonction du temps. (a) Hauteur significative en fonction de l'heure légale (UTC+1) du jeudi 18 matin au dimanche 28 soir. (b) vitesse et (c) direction ($^{\circ}$ /Nord) du vent en heure TU. Mesures avec l'instrument de (+) Météo-France, ou (o) Met-Office.

longueur d'onde d'environ $\lambda = g.T_p^2/(2\pi) \approx 280$ m. La mer du vent a une amplitude très faible. Le vent tournant au Sud-Ouest depuis peu, on peut estimer un fetch temporel de 4h à 8h, soit pour une vitesse de vent de 7 m/s un Ω de 1.5 à 2 [Ardhuin, 2012]. L'anomalie de mss (Figure 5.7(a)) est négative sur toute la partie Ouest du vol et est parfois positive sur ou à proximité du plateau continentale proche de l'embouchure de la Gironde. L'anomalie négative est plus forte pour le trajet retour et provient d'une augmentation de la vitesse du vent relativement à la mss. Pour ce premier vol STORM, de nombreux tests ont été effectué durant le vol, d'où un manque de donnée sur plusieurs périodes du vol.

Pour les vols du 22, 25 et 27 Novembre (vol 68, 69 et 71), la direction du vent reste assez stable et est orientée de Nord à Nord-Ouest (Figure 5.9(c)). Le vol du 22 au soir (vol 68 de 19h à 23h TU) est caractérisé par une H_s et un vent en décroissance (H_s de 3.7 m à 1.4 m et vent de 11 m/s à 4 m/s du 21 matin à l'heure du vol, Figure 5.9). Le spectre de vagues (Figure 5.8(b)) indique un état de mer dominé par la houle ($\lambda \approx 115$ m) avec une mer du vent très peu importante. D'après le modèle WW3, avec un vent $U \approx 6$ m/s et $T_p = 8.6$ s, $C_p = g.T_p/(2\pi) \approx 13$ m/s et $\Omega = U/C_p \approx 0.4$ ce qui correspond à une mer "super-développée" (over developed). Les vitesses de vent sont très homogènes spatialement (Figure 5.4(b), Figure 5.5(b)) avec des vents légèrement plus faibles au large (4 m/s à 7 m/s) que plus près de la côte (7 m/s à 9 m/s). Le compte rendu de vol indique la présence de pluie à 20h02, 21h03 et 22h48 alors que le produit de pluie TRMM-3B42 (0.25°, 3h) [Huffman et al., 2007] n'indique pas de pluie. L'anomalie de mss alterne entre des valeurs positive et négative avec une faible amplitude sur la majeure partie sauf sur le trajet retour, où l'anomalie de mss devient importante due à une diminution relative de la mss par rapport à la vitesse du vent (Figure 5.7(b)).

À la bouée Gascogne, le 25 au matin le vent forcit pour atteindre des vitesses de 13 m/s en journée et diminue d'environ 2 m/s en soirée au moment du vol (Figure 5.9). La hauteur significative est en augmentation toute la journée du 25 et atteint un maximum à 3.5 m dans la soirée (Figure 5.9). Les mesures STORM et SSMI (Figure 5.4(c), Figure 5.5(c)) sont en bon accord avec des vitesses de vent plus fortes à l'ouest de 6°W (de 12 m/s à 15 m/s). Le spectre de vagues (Figure 5.8(c)) indique une mer du vent dominante de Nord-Ouest avec une superposition d'une ancienne houle d'Ouest. D'après le modèle WW3 on a un vent $U \approx 12$ m/s et $T_p = 7.75$ s, $C_p = g.T_p/(2\pi) \approx 12$ m/s et $\Omega = U/C_p \approx 1$ soit un état de développement de la mer mature. L'amplitude de l'anomalie de mss est faible pour les branches Ouest et Sud à l'exception de quelques points, en particulier celui de 47.5°N;6°W acquis avant de contourner une cellule convective. La branche retour est caractérisé par une anomalie généralement positive ainsi que par une forte variation spatiale de la mss et du vent. Les données manquantes de ce vol s'expliquent par des contournements de cellules convectives, donnée pour lesquels l'avion ne volait pas à plat.

La vitesse du vent à la bouée Gascogne le 27 au matin varie de plusieurs m/s pendant la période du vol (Figure 5.9) et la vitesse du vent SSMI (Figure 5.4(d), Figure 5.5(d)) est fortement variable spatialement. La hauteur significative est peu variable dans les heures précédentes avec une valeur d'environ 2.5 m. La direction du vent tourne de l'Ouest en milieu de journée la veille à Nord-Nord-Ouest au moment du vol. Le spectre de vagues (Figure 5.8(d)) indique une mer du vent dominante avec une légère houle d'Ouest provenant du vent de la veille. D'après le modèle WW3, on

a un vent $U \approx 9 \text{ m/s}$ et $C_p \approx 12 \text{ m/s}$ donc $\Omega = U/C_p \approx 0.8$ soit une mer pleinement développée. Ce vol est caractérisé par un grand nombre de contournements de cellules convectives où l'incidence de l'avion n'était pas nulle.

Chapitre 6

Télédétection de la salinité avec le radiomètre CAROLS

Cette première étude porte sur l'analyse des mesures radiométriques CAROLS acquises lors d'un vol côtier, dans le golfe de Gascogne à proximité de l'embouchure de la Gironde, dont la SSS est caractérisée par une grande amplitude (de 26 pss à 35 pss), amplitude comparable à celle que l'on trouve dans l'océan ouvert. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans le journal *Transactions on Geoscience & Remote Sensing* de l'éditeur *IEEE* et est reproduit dans l'Annexe B. Je résume ci-dessous les points importants et les conclusions de l'étude.

L'objectif de l'étude est de valider les modèles directs et les méthodes d'inversion utilisés pour le traitement des données SMOS. Pour comparer les mesures aéroportées avec la vérité terrain, la campagne océanographique dédiée GOGAS-MOS échantillonna les zones survolées à l'aide du navire océanographique Antea de l'IRD et du déploiement de bouées dérivantes, d'un glider et d'une ligne de mouillage [Reverdin et al., 2013a]. En complément de cette campagne dédiée, deux campagnes d'opportunités ont permis d'acquérir des mesures de salinité complémentaires. L'intercomparaison de toutes les mesures de ces différents capteurs amena à des corrections des mesures d'un instrument jusqu'à 0.3 pss (Annexe D) pour lequel on estime une précision de l'ordre de 0.1 pss. Pour toutes les autres mesures, on s'attend à une précision de l'ordre de 0.01 pss. Une SSS de référence a été déduite des mesures in situ à l'aide d'une interpolation aux plus proches voisins. L'erreur liée à cette interpolation a été évaluée à l'aide des modèles océanographiques Mars 3D et IBI et semble être généralement inférieure à 0.2 pss (Figure D.2 page 147). Bien que cette erreur semble importante pour valider les mesures de SSS CAROLS, c'est la meilleure estimation de la SSS sous l'avion disponible.

La Tb est simulée à l'aide des modèles directs implémentés dans le traitement des données SMOS (version 3) dont le modèle TS-DV2 pour le modèle radiométrique de rugosité. Les SSS, SST de référence ainsi que les vents QuickSCAT ont été utilisés en entrée de ces modèles directs. La Tb ainsi simulée est en bon accord avec la Tb CAROLS (à 800 ms) dans les deux polarisations (H et V) pour les deux antennes avec des coefficients de corrélations de 0.80 et 0.84 en polarisation H (respectivement pour l'antenne Nadir et côté) et 0.86 et 0.96 en polarisation V (resp. Nadir et Côté) (Table V). L'erreur quadratique moyenne est de 0.2 K pour les deux polarisations de l'antenne côté et pour la polarisation H de l'antenne Nadir. La meilleure corrélation de la polarisation V, particulièrement pour l'antenne côté, s'explique par une plus forte sensibilité à la SSS et plus faible au vent. Les bons résultats des modèles directs permettent d'envisager l'inversion de la SSS.

Dans cette étude, plusieurs méthodes d'inversion sont comparées. Ces méthodes se classent en deux catégories. La première inverse uniquement la SSS à l'aide de la sensibilité des Tb à la SSS en utilisant les vents QuickSCAT. La seconde inverse simultanément la SSS et la vitesse du vent de manière itérative à partir de valeurs a priori sur ces deux paramètres (Équation 2). Deux méthodes ("Retrieval1" et "Retrieval2") se classent dans la première catégorie. "Retrieval1" utilise uniquement la polarisation V de l'antenne côté (la plus sensible à la SSS), tandis que "Retrieval2" moyenne les inversions des deux polarisations des deux antennes. La seconde catégorie utilise une approche bayésienne et suppose une distribution gaussienne des erreurs de Tb, SSS et vitesse du vent. Une forte erreur sur la SSS (20 pss) a été choisie pour ne pas contraindre cette inversion avec une valeur a priori de 34 pss. L'erreur sur le vent est fixée à 2 m/s avec une valeur a priori de 6.5 m/s. L'erreur sur la Tb est de 0.15 K ("Retrieval3" et "Retrieval4") ou 1 K ("Retrieval5"). "Retrieval4" et "Retrieval5" utilisent les deux polarisations des deux antennes pour inverser les deux paramètres, tandis que "Retrieval3" n'utilise que les deux polarisations de l'antenne côté.

Les meilleurs inversions de SSS ("Retrieval5" et "Retrieval1") par rapport à la SSS de référence ont des écarts type de la différence de 0.3 pss avec des corrélations de 0.9 (Tableau IV). Ces deux inversions ont deux approches opposées. "Retrieval1" utilise seulement la polarisation V de l'antenne côté, peu sensible au vent, et inverse la SSS seule en négligeant toutes les erreurs, tandis que "Retrieval5" utilise les deux polarisations des deux antennes et inverse la SSS et la vitesse du vent en permettant de larges ajustements de la Tb (erreur sur la Tb de 1 K). Or l'inversion de la vitesse du vent de cette dernière méthode n'est pas vraiment effective, puisque le vent inversé ne s'écarte jamais de plus de 0.5 m/s de la valeur a priori de 6.5 m/s (Figure 7). On s'attendait au contraire à de meilleurs résultats sur la SSS inversée pour les deux méthodes ("Retrieval3" et "Retrieval4") qui inversait ces deux paramètres avec une réelle estimation de la vitesse du vent (Figure 7). Ceci suggère une mauvaise estimation de l'impact de la rugosité sur le signal radiométrique par les modèles. Par ailleurs, le vent n'est peut-être pas suffisant pour caractériser toutes les échelles de rugosité et leurs impacts sur la Tb dû à des effets de fetch (durée ou zone de génération des vagues par le vent), de bathymétrie ou de courant. Cependant, au croisement avec l'Antea, dans une situation de fort gradient de vent (5 m/s à 9 m/s, Figure 7) et de SSS (33 pss à 35 pss, Figure 5), les deux méthodes "Retrieval3" et "Retrieval4" estiment correctement le gradient de vent et permettent d'améliorer la salinité inversée. L'utilisation des signaux de l'antenne Nadir ne semble améliorer ni la restitution de la SSS ni celle de la vitesse du vent.

Les mesures CAROLS validées, on peut s'en servir pour comparer les divers champs de salinité disponibles dans la zone (modèle de circulation océanographique côtier IBI, Mars 3D et analyse objective des mesures in situ de SSS réparties dans l'espace et le temps). La comparaison de ces champs avec les salinités CAROLS inversées et in situ, a mis en évidence un meilleur accord du modèle Mars 3D avec les SSS CAROLS et in situ dans le panache de la Gironde qui semble s'expliquer par la prise en compte de la variabilité interannuelle des débits des fleuves contrairement au modèle IBI qui utilise des valeurs climatologiques. En revanche, dans le reste de la zone, les salinités IBI sont généralement en meilleur accord avec les observations.

Cette étude démontre la valeur de la télédétection aéroportée pour fournir une vue quasi instantanée de la SSS à l'échelle régionale avec une meilleure précision que les champs SSS obtenus par la modélisation numérique côtière ou l'analyse objective des mesures in situ. Cela vaut en particulier dans des régions très variables, comme

celles proches de panaches de rivières ou à la frontière du plateau continental où les modèles numériques peuvent être imprécis dans l'estimation de l'intensité ou de la position des gradients de salinité. Cette étude montre aussi la complémentarité des mesures in situ (très précises mais rarement coïncidente dans l'espace et le temps avec l'avion) et des modèles océaniques à haute résolution pour interpréter les observations radiométriques et échantillonner tous les phénomènes pertinents dans une zone côtière comme celle que l'on a étudié.

La discrimination des modèles de constante diélectrique (Figure 2.7 page 21) en utilisant les mesures le long du panache de la Gironde semble difficile vu que pour une variation de SSS de 7 pss la différence relative entre KS et BA est inférieure à 1 K (0.5 pss) et est quasiment nulle entre KS et MW. À cela s'ajoute l'absence de donnée in situ régulière et l'absence d'estimation de la stratification de la surface en salinité.

Par ailleurs, on verra dans le Chapitre 7 que le modèle radiométrique de rugosité utilisé dans cette étude (TS-DV2) n'était effectivement pas adapté en polarisation H. L'utilisation du nouveau modèle TS-DV12 devrait améliorer les inversions de SSS, en particulier pour les inversions "Retrieval3" et "Retrieval4".

Chapitre 7

Influence de la rugosité sur le signal radiométrique en bande-L

Sommaire

7.1	Influence du vent sur la T_A	100
7.1.1	$T_{A,rug}$ mesure et modèle	100
7.1.2	Analyse des résidus (mesures - modèles)	105
7.2	Influence de la mss sur la T_A	110
7.2.1	$T_{A,rug}$ CAROLS vs. vitesse du vent et mss	110
7.2.2	Influence des moyennes et grandes échelles	111
7.3	Discussion	112
7.3.1	Sources d'incertitudes du modèle direct	112
7.3.2	Influence de la vitesse du vent	114
7.3.3	Influence de l'azimut du vent	116
7.3.4	Impact des différentes échelles de rugosité	116

Introduction

Pour étudier l'impact de la rugosité sur le signal radiométrique en bande-L, j'ai combiné les mesures actives aux mesures passives des vols réalisés en 2010 avec les instruments CAROLS (antenne visant à 33° d'incidence) et STORM. J'ai suivi deux approches.

Dans un premier temps, j'utilise directement la vitesse et la direction du vent déduites des mesures du diffusiomètre STORM à 30° d'incidence et je simule les températures de brillance induites par la rugosité ($T_{A,rug}$) à partir de ces mesures de vent (pour les modèles radiométriques de rugosité TS-DV2, TS-DV12, SSA-KHCC et Yueh). Je commencerai par une comparaison entre les T_A simulées à partir des différents modèles de rugosité et l'excès de T_A induit par la rugosité déduit des mesures CAROLS. Je montrerai ensuite l'apport des mesures simultanées de vent (diffusiométrique) par rapport à des vents issues de réanalyse atmosphérique. Puis j'effectuerai une étude des résidus de la différence entre les mesures et les modèles en fonction de la vitesse et de la direction du vent.

Dans un second temps, j'utilise une approche combinant une information sur les petites échelles (ici paramétrées par le vent STORM) et sur la mss comme proposée par [Guimbard, 2010]. Dans le cas d'une mer à l'équilibre la relation entre la mss et la vitesse du vent est unique. Lorsque l'état de mer s'éloigne de cet équilibre, la

relation n'est plus unique, mais vent et mss restent fortement corrélées (Figure 4.7 page 76). Je commencerai par estimer lequel des deux paramètres (mss ou vent) est le mieux adapté pour caractériser au premier ordre les variations de $T_{A,rug}$, puis m'intéresserai à la modification de la relation entre les petites (PE) et les plus grandes échelles (moyennes échelles — ME + grandes échelles — GE) de rugosité. Je vais donc m'intéresser aux anomalies de mss (ME et GE) par rapport aux valeurs attendues si la mss ne dépendait que du vent, ainsi qu'aux écarts de $T_{A,rug}$ par rapport aux valeurs attendues si $T_{A,rug}$ ne dépendait que du vent, et essayer de relier les deux.

Notation

Je déduis la contribution de la rugosité sur le signal mesuré CAROLS ($T_{A,rug}^{mes}$) en faisant la différence entre le signal CAROLS et le modèle prenant en compte toutes les autres contributions intégrées sur le lobe d'antenne CAROLS. En d'autres termes, je soustrais au signal CAROLS ($T_{A,CAROLS}$), la température d'antenne (T_A) modélisée en considérant que la surface de la mer est plate. La T_A est alors une fonction de l'angle d'incidence, de la SSS, SST, du signal galactique et de l'atmosphère. En reprenant l'Équation (2.7) et l'Équation (2.8) page 13, je définis :

$$T_{A,rug}^{mes} = T_{A,CAROLS} - T_A(\text{mer plate}). \quad (7.1)$$

Contrairement à la formulation simplifiée de l'Équation (2.8), je prends en compte la diffusion à la surface de l'océan du signal atmosphérique et céleste [Tenerelli et al., 2008]. Les coefficients de diffusion sont estimés en utilisant les vitesses de vent mesurées par STORM.

Je noterai $T_{A,rug}^{mod}$ le modèle radiométrique de rugosité (Équation (2.48) page 29). J'utiliserai les quatre modèles dont les caractéristiques principales sont résumées dans le Tableau 2.2 page 30. La dépendance à la vitesse et à l'azimut du vent de ces modèles est intégrée sur le lobe d'antenne CAROLS sauf pour le modèle Yueh (que je noterai T_A par abus de notation). La dépendance de ces modèles est représentée sur la Figure 3.10 page 63. À ces quatre modèles, je rajoute les régressions linéaire “regression” et quadratique “regression2” de $T_{A,rug}^{mes}$ par rapport à la vitesse du vent STORM. Les coefficients des régressions sont indiqués sur la Figure 7.1(a) page suivante.

7.1 Influence du vent sur la T_A

Dans cette section, je comparerai $T_{A,rug}$ mesurée à $T_{A,rug}$ modélisée. J'utiliserai les vitesses de vent déduites soit des mesures STORM, soit des réanalyses atmosphériques Era-Interim de l'ECMWF [Dee et al., 2011]. J'analyserai ensuite les résidus de la différence entre les mesures et les modèles ($T_{A,rug}^{mes} - T_{A,rug}^{mod}$) pour mettre en évidence les imperfections des différents modèles.

7.1.1 $T_{A,rug}$ mesure et modèle

Valeur moyenne

Je commence par regarder et discuter les valeurs moyennes des mesures et des modèles avant de m'intéresser aux variations relatives de ces valeurs par rapport à la moyenne durant la campagne. Les valeurs moyennes de $T_{A,rug}$ CAROLS dans

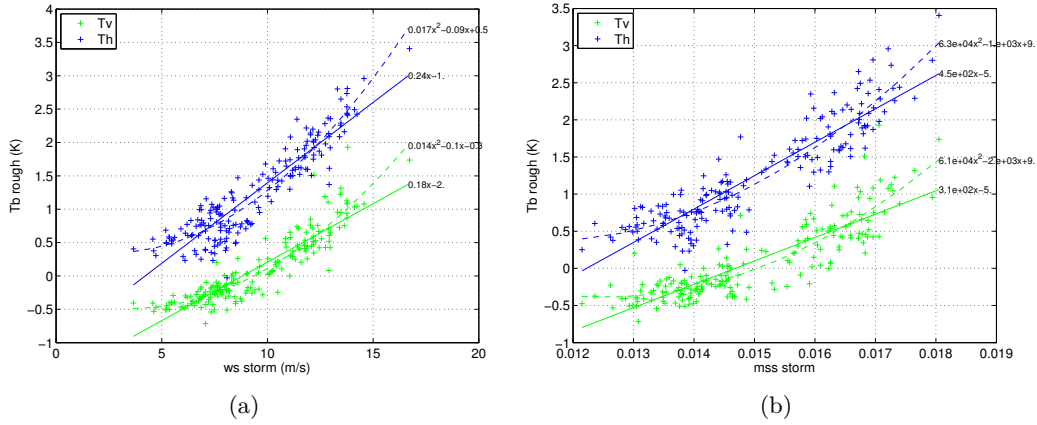


Figure 7.1 – $T_{A, \text{rug}}$ CAROLS en fonction de (a) la vitesse du vent STORM ou de (b) la variance des pentes (mss STORM). Les polarisations H et V sont représentées respectivement en bleu et vert. Les équations des courbes sont indiqués sur les figures.

Tableau 7.1 – Valeurs moyennes de $T_{A, \text{rug}}$ mesurée et modélisée calculées sur toutes les données exploitables des vols combinant STORM et CAROLS en Novembre 2010.

	H	V
CAROLS	1.24	0.10
Yueh	2.49	1.75
TS-DV12	2.46	1.21
TS-DV2	3.57	1.62
SSA-KHCC	2.82	1.11

les deux polarisations (Tableau 7.1) sont inférieures en moyenne de plus de 1 K par rapport à ce que prévoient les modèles. Cet écart n'est pas surprenant étant donné que je n'ai corrigé les données CAROLS d'aucun biais. Le modèle TS-DV12 présente une valeur moyenne plus faible que l'algorithme précédent (TS-DV2) pour les deux polarisations. Cette différence est particulièrement importante pour la polarisation H (polarisation la plus sensible à la vitesse du vent). La valeur moyenne des deux nouveaux modèles satellitaires (TS-DV12 et Yueh) est très proche en polarisation H mais diffère de 0.5 K pour la polarisation V. Le modèle SSA-KHCC présente une valeur moyenne particulièrement faible en polarisation V et intermédiaire en polarisation H. Pour m'affranchir des biais des mesures et/ou des modèles, je centre dorénavant $T_{A, \text{rug}}$ mesurée et modélisée relativement à leur valeur moyenne sur l'ensemble de la campagne.

Évolution le long de la trace

Modèle avec vent STORM L'évolution temporelle de $T_{A, \text{rug}}^{\text{mes}}$ et de $T_{A, \text{rug}}^{\text{mod}}$ pour les modèles TS-DV12 et Yueh pour les polarisations H et V (Figure 7.2 page 103) montre un très bon accord spatio-temporel entre les mesures et les modèles en utilisant les vents STORM. Les fortes oscillations de T_A que l'on observe pour les vols 66 et 69 correspondent à des variations de vitesse de vent de 2 m/s à 5 m/s tandis que la direction du vent reste stable (non montré). Pour le vol 66, $T_{A, \text{rug}}^{\text{mes}}$ a des valeurs plus faibles que les modèles en polarisation H (avec STORM), tandis que l'on observe le contraire pour le vol 68 (sauf pour la branche retour). Les deux vols sont carac-

Tableau 7.2 – $T_{A,rug}$ centrée : CAROLS vs. modèles avec vent STORM (184 données).

	Corrélation		rms error (K)	
	H	V	H	V
Yueh	0.92	0.91	0.29	0.25
TS-DV12	0.92	0.91	0.27	0.21
TS-DV2	0.91	0.90	0.31	0.22
SSA-KHCC	0.88	0.70	0.32	0.37
regression	0.91	0.90	0.28	0.22
regression2	0.93	0.92	0.25	0.20

térisés par une forte houle avec des vents modérés. Pour le vol 66 le vent varie de 7 m/s à 10 m/s et pour le vol 68 le vent ne dépasse pas 9 m/s (Chapitre 5 page 79). Les cartes des différences entre les mesures et le modèle TS-DV12 sont représentées sur la Figure H.1 page 168.

Le diagramme de dispersion de $T_{A,rug}^{mod}$ en fonction de $T_{A,rug}^{mes}$ pour les deux polarisations ainsi que les statistiques correspondantes sont représentés respectivement sur la Figure 7.3 page 104 et dans le Tableau 7.2. Pour plus de lisibilité seuls les nouveaux modèles TS-DV12 et Yueh ont été représentés sur la figure. La dynamique de $T_{A,rug}^{mes}$ est bien simulée par les modèles, avec une dynamique plus importante en H (3 K) qu'en V (2 K), traduisant la plus forte sensibilité au vent. Durant l'ensemble de la campagne, la vitesse du vent varie d'environ 5 m/s à 15 m/s (Cf Figure 5.3 page 85). En polarisation H (Figure 7.3(a)), les points sont plus dispersés qu'en V, particulièrement pour les faibles valeurs de $T_{A,rug}$ (et de vent faible), où l'on distingue deux nuages de points de part et d'autre de la droite 1/1 en polarisation H. Ces observations se traduisent naturellement par des plus faibles valeurs d'erreur moyenne quadratique en V qu'en H (Tableau 7.2).

L'erreur quadratique moyenne est la plus faible pour "regression2", bien que ce modèle empirique ne prenne pas en compte l'influence de l'azimut du vent. Au contraire, le modèle SSA-KHCC dont la dépendance à la seconde harmonique de l'azimut du vent ($\cos 2\varphi$) est au moins deux fois supérieure aux trois autres modèles (Figure 3.11 page 64) pour les vents modérés (< 10 m/s, plus de la moitié des points), présente les erreurs les plus fortes. Seul le modèle TS-DV12 présente des erreurs plus faibles que le modèle basé sur la régression linéaire. Par ailleurs, les corrélations de tous les modèles (sauf SSA-KHCC) sont du même ordre que la corrélation linéaire avec le vent STORM (> 0.9).

Modèle avec vent Era-Interim J'ai effectué les mêmes comparaisons en utilisant les vents Era-Interim en entrée des modèles de rugosité. Les performances relatives des modèles par rapport à $T_{A,rug}^{mes}$ sont les mêmes mais les statistiques sont significativement moins bonnes (Tableau 7.3 page 104). On observe un bon accord moyen du modèle TS-DV12 (Figure 7.2), mais il ne reproduit pas finement les variations spatio-temporelles de $T_{A,rug}^{mes}$. La dispersion des points (Figure 7.4 page 105) des modèles Yueh et TS-DV12 est beaucoup plus importante qu'avec les vents STORM et la dynamique de T_A n'est pas simulée. Les rms restent plus faibles en polarisation V que H dues à la plus faible sensibilité au vent de cette polarisation. Par contre étant donné la dynamique plus faible des T_A en V, la corrélation en V est plus faible qu'en H. Par rapport aux modèles simulés avec les vents STORM, l'erreur quadra-

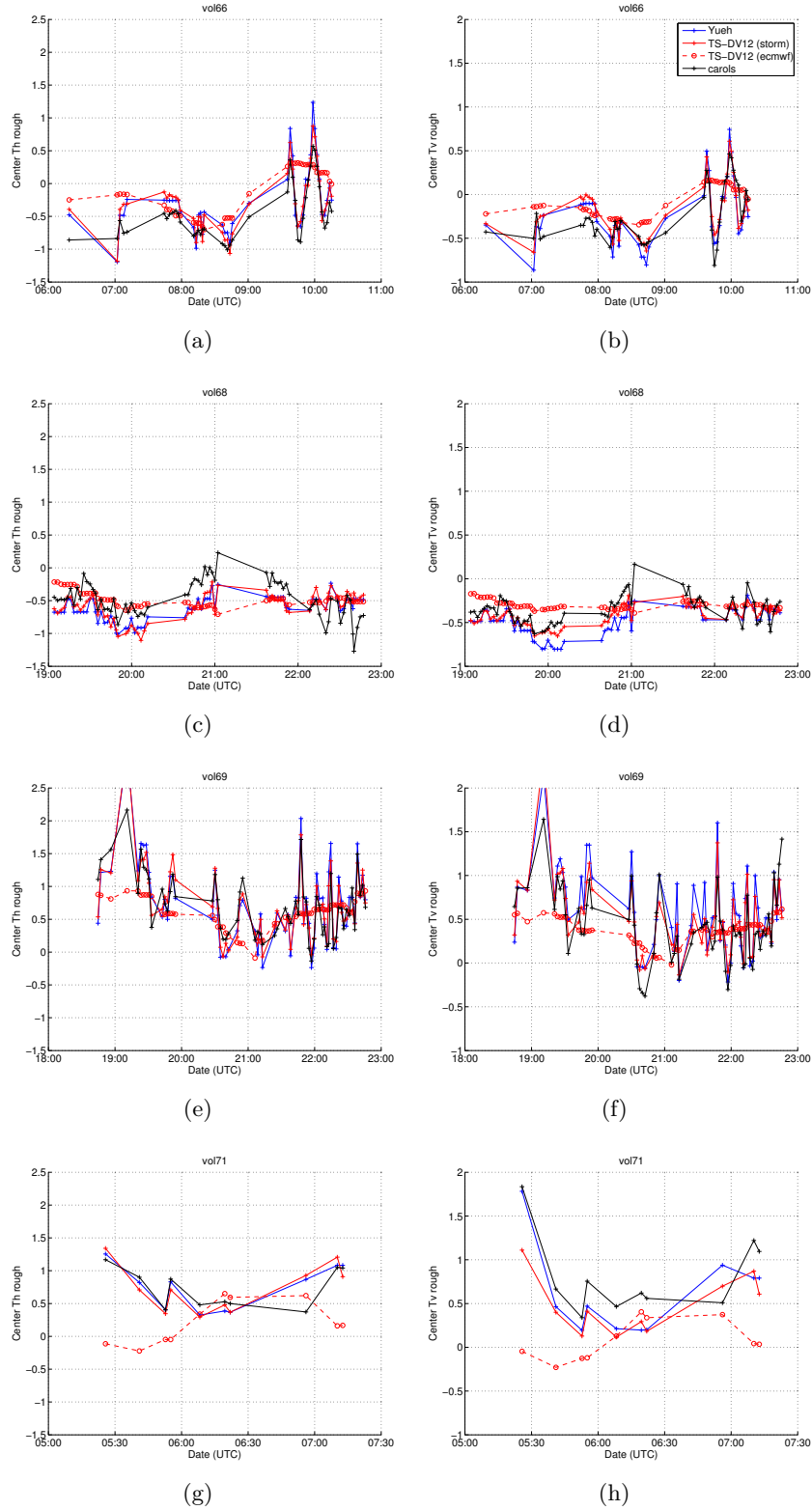


Figure 7.2 – $T_{A,rug}$ mesurée (CAROLS) et modélisée (Yueh, TS-DV12) en utilisant le vent STORM (+) ou le vent Era Interim (o) sous la trace de l'avion pour les quatre vols de la campagne Novembre 2010 en fonction de l'heure de vol pour les polarisations (a), (c), (e) et (g) H et (b), (d), (f) et (h) V. Les données sont représentées relativement à leur valeur moyenne sur toute la campagne.

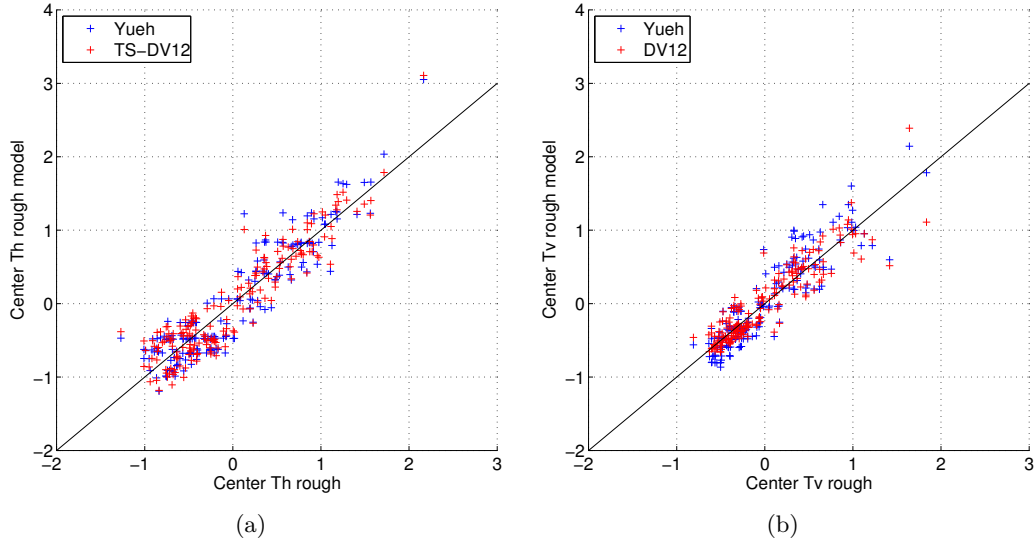


Figure 7.3 – $T_{A,rug}$ modélisée avec les vents *STORM* (Yueh — en bleu et TS-DV12 — en rouge) en fonction de $T_{A,rug}$ CAROLS pour les quatre vols de la campagne de Novembre 2010. La valeur moyenne de $T_{A,rug}$ sur toute la campagne a été soustraite aux données.

Tableau 7.3 – $T_{A,rug}$ centrée : CAROLS vs. modèles avec vent Era Interim (184 données)

	Corrélation		rms error (K)	
	H	V	H	V
Yueh	0.79	0.72	0.43	0.35
TS-DV12	0.79	0.73	0.42	0.35
TS-DV2	0.78	0.72	0.45	0.35
SSA-KHCC	0.73	0.45	0.48	0.46

tique moyenne augmente avec les vents Era-Interim d'environ un facteur 1.5, avec des valeurs supérieures à 0.3 K en V et 0.4 K en H.

Conclusions

Dans cette section j'ai montré le net apport des mesures diffusiométriques simultanées aux mesures radiométriques aéroportées par rapport aux réanalyses Era-Interim pour estimer l'influence de la rugosité sur le signal radiométrique. La meilleure performance des modèles (hors régression) est obtenue avec le modèle TS-DV12. Les modèles Yueh et TS-DV2 donnent des performances légèrement moins bonnes tandis que le modèle SSA-KHCC est nettement moins bon surtout en polarisation V probablement dû à une dépendance azimutal trop forte de la seconde harmonique beaucoup trop forte. Malgré tout, aucun de ces modèles n'a de meilleure performance que le modèle "regression2" déduit de la régression quadratique de $T_{A,rug}^{mes}$ sur le vent *STORM*, bien qu'aucune dépendance azimutale ne soit pris en compte. Même en utilisant une mesure simultanée du vent diffusiométrique de petite échelle, il subsiste des biais mesures – modèles sur une partie des vols 66 et 68

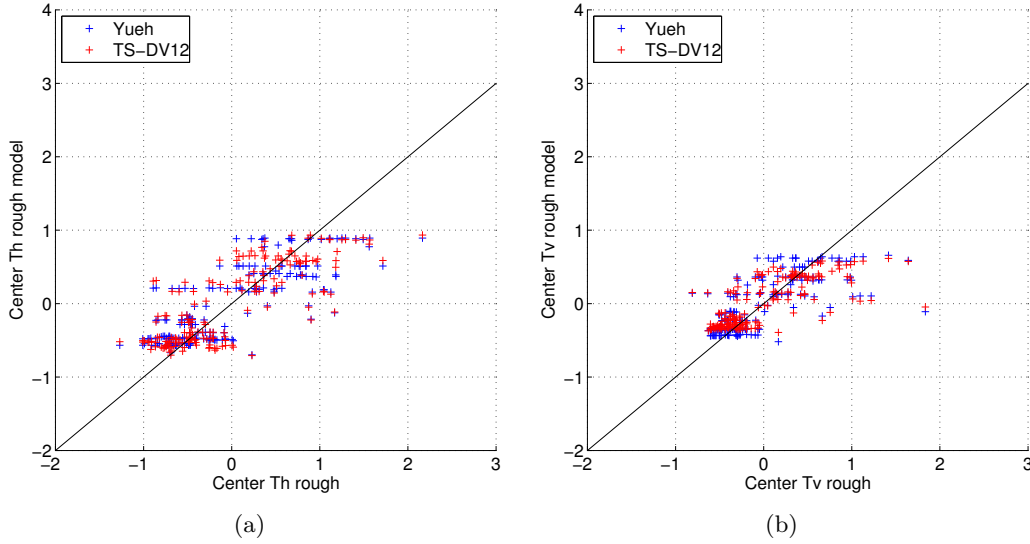


Figure 7.4 – $T_{A,rug}$ modélisée avec vent Era Interim (Yueh — en bleu et TS-DV12 — en rouge) en fonction de $T_{A,rug}$ CAROLS pour les quatre vols de la campagne de Novembre 2010. La valeur moyenne de $T_{A,rug}$ sur toute la campagne a été soustraite aux données.

ainsi que des erreurs quadratiques moyennes bien supérieures aux valeurs attendues si l'on ne considère que le bruit radiométrique (0.02 K, Section 3.3.3).

7.1.2 Analyse des résidus (mesures - modèles)

Dans la section précédente, j'ai montré que les modèles de rugosité et les régressions étaient en bon accord avec $T_{A,rug}^{mes}$, mais qu'il subsistait des erreurs supérieures à celles attendues. Afin de comprendre ces erreurs, je me propose dans cette section, d'analyser la part du signal de $T_{A,rug}^{mes}$ qui n'est pas expliquée par les dépendances en vent de $T_{A,rug}^{mod}$, i.e. le résidu de la différence entre les mesures et le modèle.

J'analyserai leur dépendance à la vitesse du vent et à l'azimut du vent. Si les modèles de rugosité sont corrects, les résidus ne doivent plus dépendre de ces deux paramètres, i.e. la corrélation entre les résidus et ces paramètres doit être nulle ou non significative car dominée par le bruit. Dans le cas où la corrélation est significative pour un modèle, ceci indique que la correction du modèle vis à vis de ce paramètre semble mal adaptée. Dans la suite, afin de montrer les mauvaises corrections, j'ai choisi d'indiquer en gras les cas où la corrélation des résidus à ces paramètres (vitesse ou azimut du vent) était significative à mieux que 1%*.

Notations

Comme dans la section précédente, j'analyse les $T_{A,rug}$ centrées des mesures ou des modèles et donc les résidus de leur différence sont également centrés pour l'ensemble des données de la campagne. Je note :

$$\Delta T_{A,rug} = \left(T_{A,rug}^{mes} - \overline{T_{A,rug}^{mes}} \right) - \left(T_{A,rug}^{mod} - \overline{T_{A,rug}^{mod}} \right), \quad (7.2)$$

$$(7.3)$$

*. Les corrélations croisées de la vitesse du vent, de l'azimut du vent et de l'anomalie de mss sont non significativement corrélées (à moins de 5%).

les résidus de $T_{A,rug}$, où \bar{x} représente la moyenne des données sur l'ensemble de la campagne.

Dépendance à la vitesse du vent

La Figure 7.1(a) a mis en évidence que $T_{A,rug}^{mes}$ avait une dépendance non linéaire avec la vitesse du vent. Les modèles (SSA-KHCC, TS-DV2 et regression) qui prévoient une dépendance quasi-linéaire en fonction de la vitesse du vent (SSA-KHCC et TS-DV2 n'incluent pas d'influence de l'écume), présentent une dépendance quadratique des résidus en fonction du vent, due à la non linéarité de la vitesse du vent sur la T_b . Par ailleurs on remarque une trop forte correction de la T_A en fonction du vent du modèle TS-DV2 en polarisation H et bien trop faible pour le modèle SSA-KHCC en polarisation V (Tableau 7.4 page 108 et Figure 7.5(e) et (f) page suivante). Cette observation est cohérente avec la sensibilité particulièrement faible de SSA-KHCC en V et forte pour les vents modérés de TS-DV2 en H (Figure 3.10(c) page 63). Pour les deux modèles ayant une dépendance fortement non linéaire en fonction du vent (TS-DV12 tient compte de la présence d'écume), on observe une trop forte correction de la T_A en fonction de la vitesse du vent de l'ordre de $0.02 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$ à $0.05 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$ (Tableau 7.4 et Figure 7.5), plus forte pour le modèle Yueh que TS-DV12. La sensibilité à la vitesse du vent de ces deux modèles est comprise environ entre $0.1 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$ à $0.4 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$ (Figure 3.10(d)). Le modèle "regression2" est par construction décorrélié de la vitesse du vent.

Les écarts type sur l'ensemble des données (rms erreur du Tableau 7.2) ne sont pas indicatifs de la différence de dispersion que l'on observe en fonction de la vitesse du vent (Figure 7.5). Pour les vitesses de vent inférieures à 9 m/s^\dagger , les écarts type en polarisation V sont bien plus faibles qu'en polarisation H pour tous les modèles (Tableau 7.4). Cette différence peut s'expliquer par une plus grande sensibilité de la polarisation H au vent et donc potentiellement affectée d'une plus grande incertitude. Pour cette gamme de vent, les valeurs les plus faibles sont obtenues pour les modèles "regression2", Yueh et TS-DV12 avec un bruit d'environ 0.15 K en V et supérieur à 0.26 K en H. Par rapport au vol côtier de Mai 2009, (Tableau 5, Annexe B), le bruit est équivalent en V (modèle TS-DV2) et plus fort en H. La méthode d'étalonnage du radiomètre était moins bonne, mais le vent était également moins variable. Pour les vitesses de vent supérieures à 9 m/s , la dispersion est équivalente en H et en V avec des valeurs généralement supérieures à 0.25 K (Tableau 7.4).

Pour la plupart des modèles, on remarque que les résidus avec un fort signal galactique (losange rouge, Figure 7.5) se situent généralement au-dessus (en polarisation H) de la droite de régression des résidus en fonction de la vitesse du vent. Ceci semble cohérent avec les inadéquations du modèle de diffusion du signal galactique (Figure G.2 page 164). En effet, d'après les études de Joe Tenerelli effectuées sur les mesures SMOS (Figure G.2 page 164), le modèle galactique surestime la diffusion, i.e. dans des régions de fort signal galactique et de fort gradient, le signal galactique est sous-estimé d'où une valeur moyenne des résidus plus grande. Les points avec un fort signal galactique correspondent tous aux deux vols du soir lors de la branche en direction du Sud-Sud-Ouest dont le signal diffusé par la surface de la mer vers le lobe d'antenne provient des constellations du Cygne et de Cassiopée (Figure G.1

[†]. J'ai choisi la vitesse de vent de 9 m/s pour séparer le jeu de donnée en deux ensembles, car les deux ensembles scindé à cette vitesse, ont un nombre de données équivalent et que cette vitesse de vent représente une cassure de la sensibilité de la T_A à la vitesse du vent Figure 3.10(d) et à l'azimut du vent Figure 3.11.

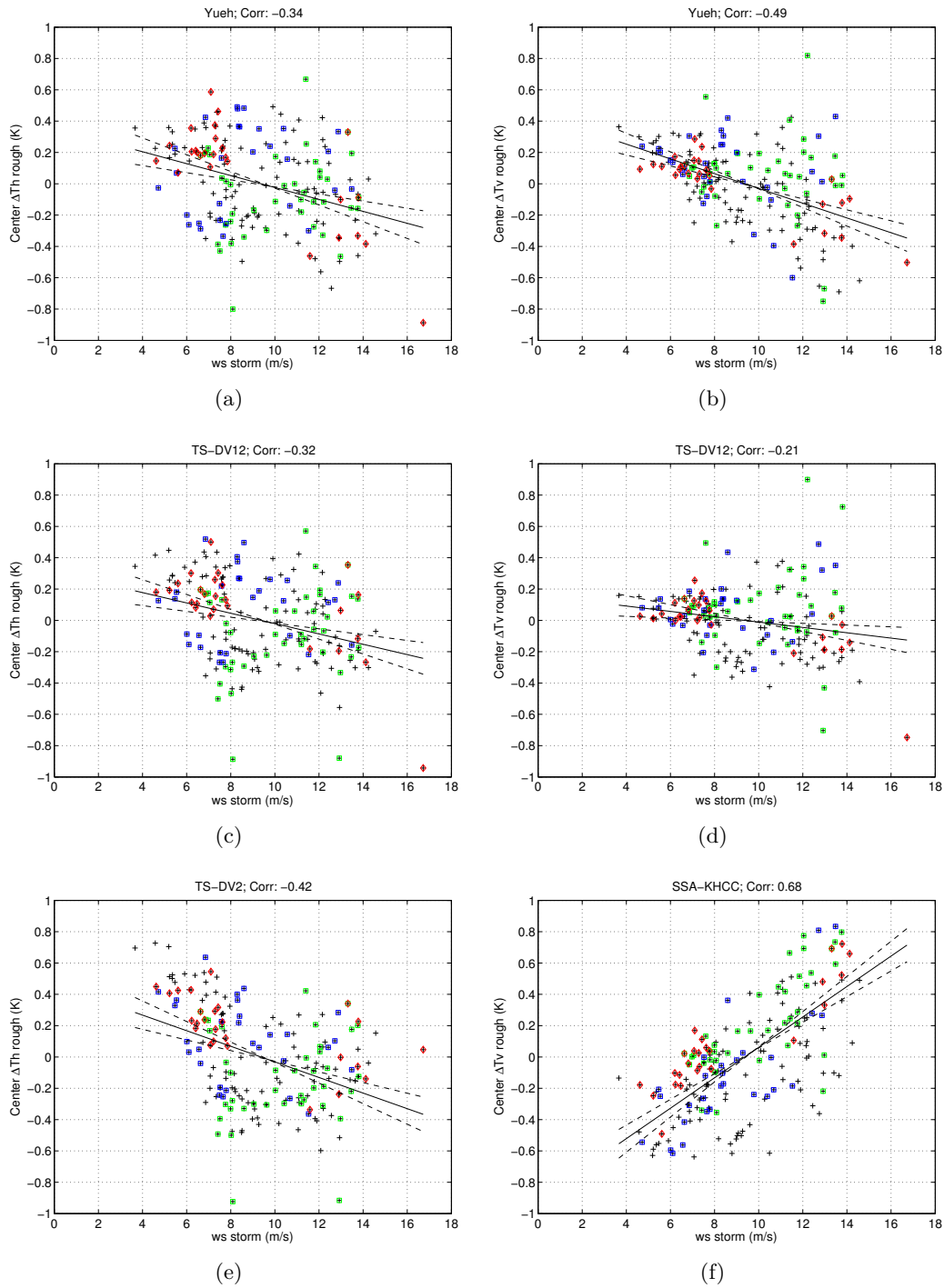


Figure 7.5 – Résidu de $T_{A,rug}$ ($\Delta T_{A,rug}$) en fonction de la vitesse du vent $STORM$ pour plusieurs modèles de rugosité dont le nom est indiqué dans le titre de chaque figure. Les polarisations H et V sont respectivement à gauche et à droite. La corrélation entre les résidus et le vent est indiqué dans le titre. Les traits tirets représentent les droites de régression dans un intervalle de confiance de 95%. Les carrés indiquent les données obtenues au-dessus du plateau continentale proche de Ouessant (vert) ou proche de la Gironde (bleu). Les losanges rouge indiquent les données pour lesquels la différence de T_1 entre le signal galactique réfléchi ou diffusé est supérieur à 0.2 K.

Tableau 7.4 – Statistique des résidus en fonction de la vitesse du vent*.

	$r(\Delta T_{A,rug}, U)$		écart type $U < 9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$		écart type $U > 9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	
	$n = 184$		$n = 94$		$n = 89$	
	Th	Tv	Th	Tv	Th	Tv
regression2	+0.00	−0.00	+0.26	+0.14	+0.24	+0.25
Yueh	− 0.34	− 0.50	+0.28	+0.16	+0.30	+0.29
TS-DV12	− 0.32	− 0.21	+0.29	+0.14	+0.25	+0.26
TS-DV2	− 0.42	−0.08	+0.34	+0.17	+0.23	+0.27
SSA-KHCC	+0.07	+ 0.68	+0.34	+0.22	+0.30	+0.39

*. En gras sont indiqués les corrélations significatives à mieux que 1%.

et G.4(a)). En polarisation V, cette observation est moins flagrante étant donné le plus faible impact du signal galactique (après diffusion). Pour les vents plus forts, la mauvaise estimation des modèles de rugosité semble dominer par rapport à l’erreur attendue venant de la modélisation erronée de la diffusion du signal galactique.

La suppression de ces points avec un fort signal galactique dans l’analyse, amène aux mêmes conclusions à l’exception des résidus du modèle TS-DV12 en polarisation V qui ne sont plus significativement (à 1%) corrélés à la vitesse du vent.

Conclusions Dans cette section, j’ai montré que les modèles “regression2” et TS-DV12 présentent les meilleurs résultats. Le modèle TS-DV12 semble être bien adapté en polarisation V mais semblerait surestimer la sensibilité à la vitesse du vent en polarisation H d’environ 10%. J’ai montré que les modèles TS-DV2 et SSA-KHCC ont des résidus faiblement corrélés avec la vitesse du vent, mais que ces résidus présentent une dépendance quadratique avec la vitesse du vent que l’on peut attribuer à l’absence de prise en compte de l’écume dans ces modèles.

Après cette première analyse générale des résidus, je vais présenter dans la section suivante, l’impact de l’azimut du vent sur $T_{A,rug}$ et voir s’il reste une dépendance de l’azimut du vent dans les résidus.

Influence de l’azimut du vent

Les meilleurs résultats de la régression quadratique (“regression2”, Tableau 7.2) qui ne prend pas en compte l’influence de l’azimut du vent par rapport aux quatre modèles de rugosité, suggèrent une dépendance faible (si ce n’est nulle) de $T_{A,rug}^{mes}$ à l’azimut du vent. L’analyse des résidus de “regression2” en fonction de l’azimut du vent ‡ ne met pas en évidence d’influence significative de l’azimut du vent (Tableau 7.5 page suivante).

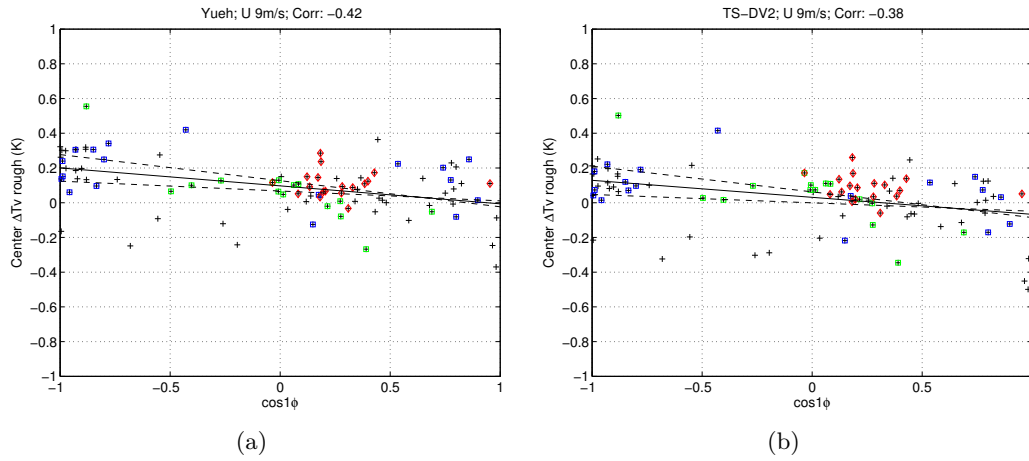
Afin de déterminer si c’est le jeu de donnée qui ne permet pas de conclure, ou si cette dépendance est plus faible qu’attendu, j’ai analysé les résidus des quatre modèles radiométriques de rugosité. En ce qui concerne l’influence de la première harmonique, les résidus des modèles TS-DV2 et Yueh en polarisation V semblent indiquer une trop forte correction de ces modèles (Figure 7.6(b) et (a), Figure 3.11 et Tableau 7.5). La trop forte dispersion des résidus des autres modèles, des autres

‡. La rugosité de surface est une fonction paire par rapport à l’azimut du vent (si on néglige l’impact de la houle). J’analyse les résidus en fonction du cosinus de l’azimut du vent et du cosinus de deux fois l’azimut du vent.

Tableau 7.5 – Corrélation des résidus de T_A en fonction du cosinus de l'azimut du vent*.

	$\Delta T_{A,rug}$ vs. $\cos \varphi$				$\Delta T_{A,rug}$ vs. $\cos 2\varphi$			
	$U < 9 \text{ m/s}$		$U > 9 \text{ m/s}$		$U < 9 \text{ m/s}$		$U > 9 \text{ m/s}$	
	$n = 94$		$n = 89$		$n = 94$		$n = 89$	
	Th	Tv	Th	Tv	Th	Tv	Th	Tv
regression2	-0.13	-0.02	-0.01	+0.09	+0.17	+0.05	-0.14	+0.02
Yueh	-0.16	-0.42	-0.17	-0.06	+0.10	+0.23	+0.27	-0.26
TS-DV12	-0.24	-0.20	-0.08	-0.05	+0.29	-0.00	+0.01	-0.04
TS-DV2	-0.32	-0.38	-0.25	-0.27	+0.35	+0.04	+0.08	-0.08
SSA-KHCC	-0.33	+0.31	-0.19	+0.01	+0.63	-0.77	+0.56	-0.55

*. En gras sont indiqués les corrélations significatives à mieux que 1%.

**Figure 7.6** – $\Delta T_{A,rug}$ en fonction de $\cos \varphi$ pour des vitesses de vent inférieures à 9 m/s pour les modèles Yueh et TS-DV2 en polarisation V (Cf Figure 7.5 page 107 pour le détail de la légende).

polarisations ou des vents supérieurs à 9 m/s ne permet pas de distinguer davantage les modèles entre eux.

Pour la seconde harmonique, les résidus du modèle SSA-KHCC (Figure 7.7(a) et (b)) sont du même ordre que la correction du modèle (Figure 3.11(c)) pour les deux gammes de vents (Tableau 7.5). Pour les autres modèles, la dispersion des résidus ne permet pas de mettre en évidence une meilleure paramétrisation d'un modèle par rapport aux autres.

Dans le cas, où je ne prend pas en compte les données dont le signal galactique est fort (losange rouge, Figure 7.6 et Figure 7.7), bien que plusieurs corrélations deviennent significatives (principalement en polarisation H à vent $< 9 \text{ m/s}$), la forte dispersion des points ne permet pas de conclure.

Conclusions Dans cette section, j'ai montré la trop forte sensibilité de la seconde harmonique à l'azimut du vent du modèle SSA-KHCC pour les deux gammes de vent (inférieur et supérieur à 9 m/s). Par ailleurs, l'analyse des données suivant la

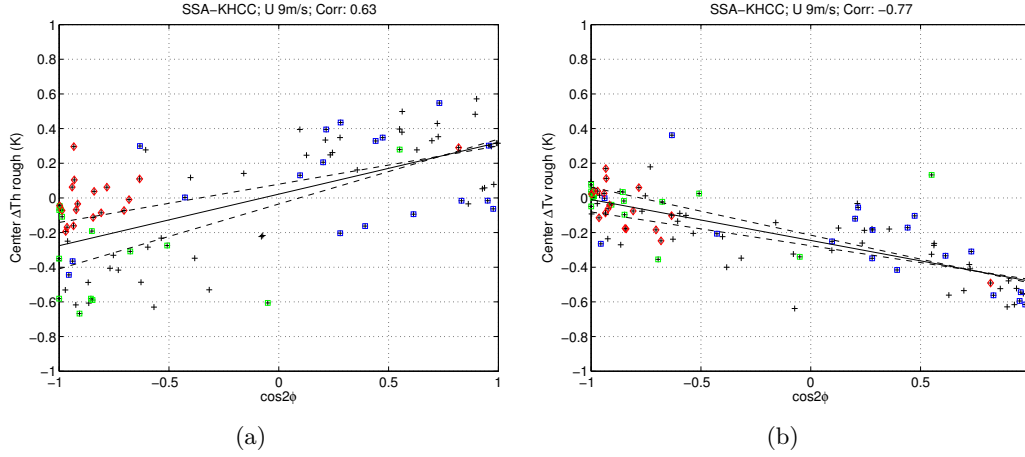


Figure 7.7 – $\Delta T_{A,rug}$ en fonction de $\cos 2\phi$ pour des vitesses de vent inférieures à 9 m/s (Cf Figure 7.5 page 107 pour le détail de la légende).

première harmonique semble montrer une trop forte sensibilité des modèles Yueh et TS-DV2 en polarisation V pour les vents modérés.

Cependant cette étude se confronte à un bruit des résidus important ainsi qu'à un trop faible échantillon de données avec des conditions géophysiques différentes pour apporter des conclusions plus exhaustives et tranchées sur l'influence de l'azimut du vent.

7.2 Influence de la mss sur la T_A

Dans la section précédente j'ai analysé $T_{A,rug}^{mes}$ en fonction du vent diffusiométrique STORM et j'ai montré que la part du signal non expliqué par $T_{A,rug}^{mod}$ est supérieure à celui attendu (bruit radiométrique). Les modèles $T_{A,rug}^{mod}$ sont paramétrés par le vent STORM qui caractérise les petites échelles de rugosité. Je propose dans cette section d'analyser l'influence des plus grandes échelles de rugosité (> 12 cm), dont la mss STORM est un indicateur, sur le signal radiométrique.

Je commencerai par évaluer laquelle des deux grandeurs mesurées par STORM (vent ou mss) est la mieux adaptée pour caractériser au premier ordre les variations de $T_{A,rug}^{mes}$, puis m'intéresserai à l'impact de la modification de la relation entre les petites et plus grandes échelles sur $T_{A,rug}$.

7.2.1 $T_{A,rug}$ CAROLS vs. vitesse du vent et mss

La regression de $T_{A,rug}^{mes}$ suivant une loi linéaire ou quadratique en fonction de la vitesse du vent déduite des mesures STORM (Figure 7.1(a) page 101) ou de la mss déduite des mesures STORM (Figure 7.1(b)) donne des corrélations comparables (Tableau 7.6 page suivante). Les corrélations de $T_{A,rug}^{mes}$ en fonction de la mss (linéaire ou quadratique) sont légèrement inférieures à celles en fonction de la vitesse du vent, bien que la différence ne soit pas significative à 5%. Par ailleurs, les corrélations avec une loi quadratique sont meilleures qu'avec une loi linéaire quelle que soit la grandeur mesurée par STORM utilisée.

La vitesse du vent diffusiométrique étant une grandeur facilement accessible et largement utilisée, je continue à utiliser cette grandeur pour expliquer l'influence de

Tableau 7.6 – Corrélation de $T_{A,rug}$ CAROLS avec les modèles de régression linéaire ou quadratique en vent ou mss STORM.

	Vent		mss_{eff}	
	H	V	H	V
linéaire	0.91	0.90	0.91	0.86
quadratique	0.93	0.92	0.92	0.89

Tableau 7.7 – Corrélation des résidus de T_A en fonction de l’anomalie de mss*.

	$U < 9 \text{ m/s}$ $n = 94$		$U > 9 \text{ m/s}$ $n = 89$	
	Th	Tv	Th	Tv
regression2	+0.35	+0.14	+0.32	+0.10
Yueh	+0.40	+0.32	+0.21	+0.06
TS-DV12	+0.47	+0.19	+0.24	+0.09
TS-DV2	+0.56	+0.30	+0.25	+0.12
SSA-KHCC	+0.49	−0.21	+0.01	+0.17

*. En gras sont indiqués les corrélations significatives à mieux que 1%

la rugosité sur le signal radiométrique au premier ordre. Je vais maintenant analyser les résidus de la différence entre $T_{A,rug}^{mes}$ et $T_{A,rug}^{mod}$ paramétrée par la vitesse de vent STORM, en fonction de l’anomalie de mss par rapport aux valeurs attendues si la mss ne dépendait que du vent (Figure 4.7 page 76).

7.2.2 Influence des moyennes et grandes échelles

Les corrélations entre les résidus de T_A et les anomalies de mss (Tableau 7.7 et Figure 7.8 page suivante) sont positives et significatives quelque soit le modèle utilisé en polarisation H pour l’ensemble des données de la campagne, mais de manière plus marquée pour les vents modérés ($< 9 \text{ m/s}$). La droite de régression pour le modèle “regression2” est de 150 K par valeur d’anomalie de mss. Les anomalies de mss semblent expliquer des variations maximales de T_A en H de l’ordre de 0.5 K, soit l’équivalent d’environ 1 pss. En polarisation V, les corrélations sont significatives pour les modèles TS-DV2 et Yueh pour les vents modérés et l’anomalie de mss semble expliquer des variations maximales de T_A de 0.2 K.

La suppression des données avec un fort signal galactique dans l’analyse, ne change pas la significativité des corrélations.

Conclusions Dans cette section, j’ai montré une double dépendance de la T_A mesurée par CAROLS en polarisation H, au vent (caractérisé par la rugosité de petite échelle) et à la mss (échelles intégrées de 12 cm aux échelles les plus grandes).

Après cette phase de présentation des résultats, je vais les discuter dans la section suivante et proposer des interprétations en particulier concernant l’impact de la modification des relations entre les petites et plus grandes échelles de rugosité.

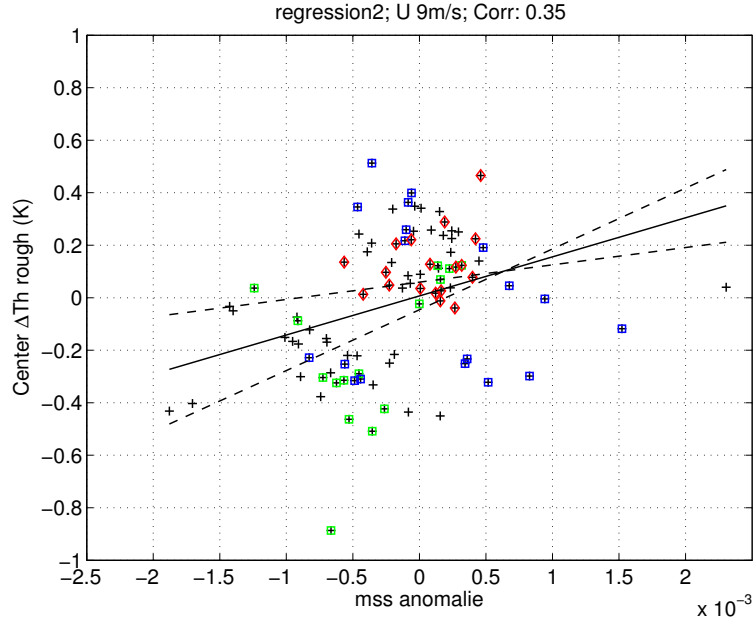


Figure 7.8 – $\Delta T_{A,rug}$ en fonction de l'anomalie de mss pour des vitesses de vent inférieures à 9 m/s (Cf Figure 7.5 page 107 pour le détail de la légende).

7.3 Discussion

Dans cette étude, j'ai montré que les écarts de $T_{A,rug}^{mes}$ par rapport à $T_{A,rug}^{mod}$ modélisée en utilisant seulement l'information sur le vent, peuvent être en partie expliqués par les variations de mss en polarisation H et peut être dans certains cas, par la variation azimutale. J'ai mis en évidence un meilleur accord du modèle TS-DV12 par rapport aux autres modèles radiométriques de rugosité couramment utilisés. Cependant, le modèle TS-DV12 ne présente pas de meilleurs résultats que le modèle déduit de la régression quadratique sur les données de la campagne ("regression2"), bien que cette régression ne prenne pas en compte l'influence de l'azimut du vent.

L'erreur quadratique moyenne entre les modèles et les mesures CAROLS est environ 50% supérieure quand on utilise la réanalyse atmosphérique Era-Interim par rapport au vent diffusiométrique STORM. Cette étude n'aurait pas permis les conclusions précédentes sans les données de vent diffusiométriques simultanées. L'erreur quadratique en utilisant les vents STORM reste malgré tout supérieure à 0.14 K en polarisation V et à 0.24 K en H (après prise en compte de l'anomalie de mss — non montrée), soit plus d'un ordre de grandeur supérieur au bruit radiométrique. Les incertitudes des modèles de rugosité dans cette étude ne permettent pas d'expliquer la totalité de ces erreurs.

Dans cette section, je vais discuter les sources d'erreurs potentielles des autres composantes du modèle direct de T_A (mer plate, signal galactique, ...).

7.3.1 Sources d'incertitudes du modèle direct

Dans la section précédente, j'ai considéré implicitement que les erreurs (valeurs des résidus) provenaient des modèles de rugosité. Or $T_{A,rug}$ contient dans son calcul l'erreur potentielle de toutes les autres composantes du modèle direct, à savoir :

mer plate le modèle de mer plate est sensible à la salinité, la température et à l'angle d'incidence. J'estime une erreur maximale au niveau des fronts en sa-

linité et température de l'ordre de 0.2 pss et 1 °C soit inférieure à 0.1 K et 0.05 K en T_A sur des domaines très limités. Les différences entre les modèles de constante diélectrique sont très peu variables pour les domaines de salinité et de température de la campagne et ne sont donc pas susceptibles de produire autre chose qu'un biais relativement aux mesures STORM. Par contre, l'erreur en angle d'incidence provenant de l'erreur de la centrale inertielle de l'avion (Section 3.4) peut amener une erreur théorique de 0.14 K en V et 0.08 K en H.

atmosphère l'erreur sur la valeur de la pression déduit des réanalyses Era-Interim est inférieure à 1 hPa [Dee et al., 2011], soit une erreur sur la T_A inférieure à 0.01 K.

signal céleste d'après la Figure G.2 page 164, la diffusion effective du signal galactique se situe entre la réflexion spéculaire du signal par une mer plate et celle prévu par le modèle de diffusion [Tenerelli et al., 2008] pour une vitesse de vent de 3 m/s. Dans cette étude, j'ai utilisé le modèle de diffusion du signal galactique en prenant la vitesse de vent du diffusiomètre STORM soit une valeur toujours plus grande que 3 m/s. La différence entre le signal spéculaire et diffusé du signal céleste, intégré sur le lobe d'antenne CAROLS pour la campagne de Novembre 2010 en T1, a un écart type de 0.1 K avec une différence maximale de 0.36 K. Je rappelle que $T1 = Th + Tv$ et que l'impact du signal galactique sur Th est environ 15% supérieur à celui sur Tv. La Figure G.1 représente le signal galactique réfléchi et diffusé pour les différentes branches des vols de la campagne de Novembre 2010. Seule la branche visant à 347° le soir présente des différences supérieures à 0.2 K en T1 ce qui représente un peu moins de 15% des données. La suppression de ces données dans les analyses ne change pas significativement les erreurs quadratiques moyennes, ni les analyses de sensibilité des résidus. Pour les autres données, on s'attend à une erreur provenant de la mauvaise estimation du signal galactique inférieure à 0.05 K.

Dans le modèle direct, on a également négligé l'impact de plusieurs paramètres :

le Soleil pour le vol 66 dont les dernières données ont été acquises à 10h20TU soit à environ 10h locale (11h20 heure française). La carte des résidus en polarisation H (Figure H.1 page 168) ne met pas en évidence une augmentation de la T_A pour la fin du vol (branche Est retour vers Ouessant).

la Pluie pour le vol 66, le satellite SSMI (et le produit TRMM-3B42, 0.25°, 3h) observe quelques zones de précipitation avec des taux d'environ 4 mm/h, cependant le compte-rendu de vol n'indique pas de pluie. Au contraire dans le compte rendu du vol 68 de la pluie est indiquée sans que le produit TRMM-3B42 n'en indique dans les zones survolées. Aucun changement de T_A dans les mesures CAROLS dû à la pluie n'a pu être observé (non montré).

la Houle est importante pour les vols 66 et 68, mais d'après le modèle TS-DV2, l'impact de la houle sur la T_A entre 0° et 50° d'incidence est inférieur à 0.03 K (non montré).

Pour conclure, si on exclut les données pour lesquelles le signal galactique est important (constellation du Cygne et de Cassiopée), la principale source d'incertitude semble être l'erreur sur l'angle d'incidence. Cependant, bien que la caractéristique de cette erreur ne soit pas bien connue, il semble que cette erreur ne soit pas l'erreur dominante puisqu'elle devrait induire une erreur plus importante en V qu'en H, contraire à ce que l'on observe. L'autre source d'incertitude dominante, autre que

l'incertitude sur les modèles de rugosité, semble être celle provenant de l'erreur du modèle galactique avec une erreur de l'ordre de 0.05 K.

7.3.2 Influence de la vitesse du vent

J'ai montré que les meilleurs résultats dans l'analyse des T_A modèles par rapport aux mesures CAROLS, sont obtenus pour les modèles qui prennent en compte l'écume (paramétriquement, TS-DV12 ou empiriquement, "rugosite2" et Yueh) avec en conséquence une dépendance quadratique à la vitesse du vent. Cependant, les modèles TS-DV12 et Yueh ont tendance à surestimer l'influence de la vitesse du vent sur la T_A . Comme le modèle de Yueh n'est pas disponible à tous les angles d'incidence, donc non intégré sur le lobe d'antenne CAROLS, il est difficile de discuter le modèle ainsi que les résultats obtenus avec ce modèle. Par contre, les modèles TS-DV12, TS-DV2 et SSA-KHCC partagent une même architecture, i.e. qu'ils dépendent d'un modèle électromagnétique (TS ou SSA), d'un spectre de courbure de la mer (DV fois 1.25, fois 2 ou KHCC), et de la prise en compte ou non d'un modèle d'écume. Afin de comprendre les différences entre ces modèles, je vais m'intéresser aux fonctions de poids et à la sensibilité des spectres de mer à la vitesse du vent aux différentes longueurs d'onde (Figure 7.9 page suivante)[§]. Ces fonctions de poids ont été tracées pour les angles d'incidence adaptés à l'antenne CAROLS. Une première description de ces fonctions de poids a été faite pour la Figure 2.18 page 47.

En polarisation H, les fonctions de poids du radiomètre (Figure 7.9 page suivante) présentent un pic, qui varie suivant les angles d'incidence, pour des longueurs d'onde de vagues allant de 20 cm à 60 cm. Par ailleurs, à 50° d'incidence, la fonction de poids présente un plateau de sensibilité qui reste faible mais qui intègre toutes les plus grandes longueurs d'onde. En intégrant sur le lobe d'antenne CAROLS (14°–52°), on obtient donc une sensibilité particulièrement importante dans la gamme de 20 cm à 60 cm avec une influence non négligeable de l'ensemble des plus grandes longueurs d'onde. En polarisation V, les fonctions de poids présentent des pics qui s'écartent des 21 cm lorsque l'angle d'incidence augmente et laisse la place à des creux. En moyennant sur le lobe, les pics et les creux semblent se compenser et le plateau de sensibilité entre 2 cm et 10 cm en devient d'autant plus important. À 50°, le plateau de sensibilité pour les plus grandes longueurs d'onde est plus faible qu'en H et comme le signe de la fonction est positif, ces grandes longueurs ont tendance à diminuer la T_A . Ceci suggère une sensibilité à peu près homogène aux longueurs d'onde comprises entre 2 cm et 60 cm mais plus faible qu'en H.

Les spectres de mer DV2 et KHCC sont assez semblables pour les plus grandes longueurs d'onde (Figure 7.9 page ci-contre en bleu et rouge), par contre le spectre de courbure DV2 est bien plus sensible que le spectre KHCC dans la gamme de 20 cm à 60 cm. Pour les échelles centrimétriques, les valeurs du spectre de courbure de DV2 sont généralement plus fortes que celles de KHCC.

Dans l'étude des résidus en fonction de la vitesse du vent, il est ressorti une trop forte correction en polarisation H de TS-DV2, un peu plus faible de TS-DV12 et à peu près correcte de SSA-KHCC (hors dépendance quadratique des résidus). Au contraire en polarisation V, le modèle SSA-KHCC est beaucoup trop faible tandis que les deux autres modèles semblent corrects.

§. En faisant cette analyse, je ne distribue pas les petites échelles sur les grandes échelles et considère par exemple que SSA-DV2 et TS-DV2 sont identique. La différence entre les deux modèles concernant la composante omnidirectionnelle est de l'ordre du dixième de Kelvin et encore plus faible pour les autres harmoniques.

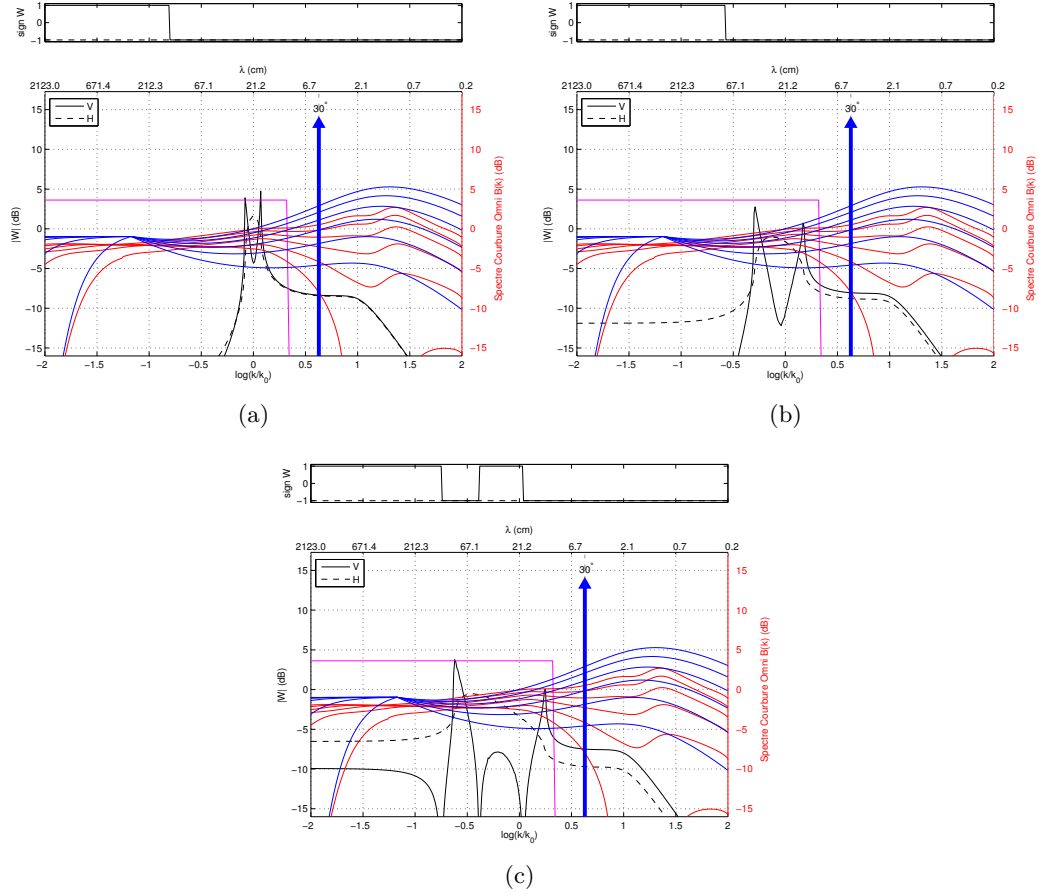


Figure 7.9 – Identique à la Figure 2.18 page 47 avec le radiomètre (bande-L) (a) à 10° , (b) 30° et (c) 50° et le diffusiomètre (bande-C) à 30° d'angle d'incidence. En magneta est représenté la fonction de poids de la variance des pentes effectives (mss_{eff}) déduite des mesures du diffusiomètre. Les spectres de courbure de [Durden and Vesecky, 1985] (DV2 en bleu) et [Kudryavtsev et al., 2003] (KHCC en rouge) sont représentés pour des vents allant de 3 m/s à 18 m/s par pas de 3 m/s. Les spectres ont été normalisés d'un facteur 1×10^{-2} . Figures tracées pour la configuration CAROLS à partir du programme utilisé dans [Dinnat, 2006].

Si on revient aux fonctions de poids et spectre de courbure, en polarisation H, le radiomètre est sensible aux longueurs d'onde de 20 cm à 60 cm. Si on néglige l'influence de l'écume (vent < 9 m/s), une diminution d'un peu plus de 30% du coefficient multiplicateur du spectre de courbure de DV de 2 à 1.25, diminue d'autant la sensibilité à la vitesse du vent Figure 3.10 page 63). Comme la sensibilité de TS-DV12 au vent semble encore un peu trop forte en H, il faudrait encore diminuer l'amplitude du spectre de courbure. La sensibilité au vent du spectre de courbure KHCC, à ces longueurs d'onde, étant beaucoup plus faible que DV2, le modèle SSA-KHCC est donc beaucoup moins sensible.

En polarisation V, le radiomètre est sensible aux longueurs d'onde de 2 cm à 60 cm. Les spectres de courbure étant plus variables sur cette plage de longueurs d'onde, il ne faut prendre que les valeurs supérieures du spectre. Pour DV2, ce sont donc les longueurs d'onde proche de 2 cm qui vont dominer, tandis que pour KHCC, ce sont les longueurs d'onde proche de 20 cm qui vont dominer pour les faibles vent et de manière homogène pour les vents plus importants. La sensibilité au vent qui en résulte est donc beaucoup plus faible pour le modèle SSA-KHCC que pour TS-DV2 (Figure 3.10(c)) comme l'a mis en évidence l'analyse sur les résidus.

Si on diminue l'amplitude de DV12 pour diminuer la sensibilité de TS-DV12 au vent en polarisation H, on risque de diminuer trop sa sensibilité en polarisation V. Des études complémentaires, en particulier en intégrant numériquement les fonctions de poids sur le lobe d'antenne, sont nécessaires avant de proposer une modification de ces modèles. Par ailleurs, les spectres de courbure ayant une grande importance et présentant une certaine diversité pour les longueurs d'onde qui nous intéresse, il semble nécessaire de définir les contraintes nécessaires que devraient suivre ces spectres pour être adaptés à la radiométrie en bande-L.

En outre, il semble que l'impact de l'écume soit surestimé dans le modèle TS-DV12 avec une sensibilité au vent beaucoup plus forte à vent fort que Yueh (Figure 3.10(d)) et une trop forte correction de plus de 0.6 K dans les deux polarisations, pour la seule donnée avec un vent supérieur à 16 m/s (Figure 7.5(c) et (d)).

7.3.3 Influence de l'azimut du vent

Les données acquises durant la campagne de Novembre 2010, ne mettent pas en évidence une forte dépendance du signal radiométrique avec l'azimut du vent, cependant, elles ne mettent pas non plus en défaut les fortes différences de sensibilité à l'azimut du vent entre Yueh et TS-DV12 particulièrement pour les vents forts (> 9 m/s). L'étude a cependant mis en évidence une trop forte sensibilité à la seconde harmonique du modèle SSA-KHCC, qui s'explique vraisemblablement par le spectre de courbure de la seconde harmonique de KHCC qui semble trop fort (par rapport à DV2) dans la gamme de 20 cm à 60 cm (Figure 7.10 page ci-contre).

7.3.4 Impact des différentes échelles de rugosité

Le principal résultat de cette étude est d'avoir montré que l'écart de mss effective mesurée par STORM par rapport à sa relation moyenne à la vitesse du vent STORM expliquait significativement l'écart de T_A par rapport à sa relation théorique (modèle TS ou SSA avec une mer pleinement développée) ou moyenne ("regression2", Yueh) avec la vitesse du vent. Je rappelle que la mss effective est caractéristique des longueurs d'onde de vagues supérieures à 12 cm tandis que le vent déduit des mesures STORM est caractéristique des longueurs d'onde proches de 6 cm. Les changements de vitesse de vent modifient plus rapidement les petites échelles de rugosité (vent

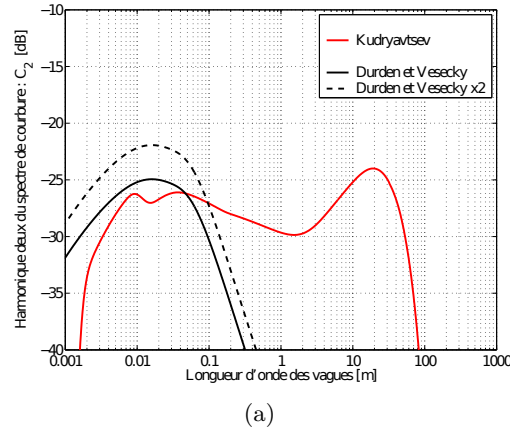


Figure 7.10 – Coefficients de la seconde harmonique des spectres de courbures de [Durden and Vesecky, 1985], [Apel, 1994], [Elfouhaily et al., 1997], [Kudryavtsev et al., 2003] pour une vitesse de vent à 10 m de 7 m/s. Figure tirée de [Guimbard, 2010].

STORM à 30°) que les moyennes échelles (mss STORM), ce qui modifie la relation entre les échelles de rugosité. Plusieurs modèles de spectre de vague (ECKV et KHCC) estiment le spectre de la mer suivant son état de développement, i.e. depuis le temps (ou l'espace) que le vent souffle (Figure 7.13 page 120). Je vais utiliser ces deux modèles pour tester l'impact d'une modification des relations entre les échelles de rugosité sur la Tb (donc T_A) et la mss.

L'impact de l'âge des vagues sur la Tb est inférieur à 0.6 K pour des angles d'incidence allant de 10° à 50° d'après le modèle TS-ECKV ¶ (Figure 7.11 page suivante). Il est nul aux angles proche du nadir et augmente plus rapidement en H qu'en V. Tandis qu'à 30°, une mer jeune a un impact encore négligeable en V, elle réduit la Tb de l'ordre de 0.2 K en H et jusqu'à 0.6 K à 50°. À 50°, en polarisation V, une mer jeune augmente la Tb de l'ordre de 0.3 K. En intégrant sur le lobe d'antenne CAROLS, c'est la dépendance aux forts angles d'incidence qui va dominer.

Pour comprendre quelles sont les longueurs d'onde de vagues qui provoquent des modifications de Tb, il faut revenir aux fonctions de poids et aux spectres de courbure. L'âge des vagues a peu d'influence sur le spectre de courbure aux petites longueurs d'onde (Figure 7.13). L'âge des vagues impacte principalement l'amplitude du spectre de courbure pour les longueurs d'onde < 10 rad/m environ. J'ai montré précédemment (Figure 7.9) que les mesures CAROLS en polarisation H sont particulièrement sensibles aux longueurs d'onde de 20 cm à 60 cm ainsi qu'aux plus grandes longueurs d'onde, tandis qu'en V le signal est dépendant d'un plus large spectre de longueurs d'onde (de 2 cm à 60 cm) et présente une légère influence négative des plus grandes longueurs d'onde. Avec le spectre ECKV (Figure 7.13(a)), la forte diminution du spectre de courbure des grandes échelles pour une mer jeune par rapport à une mer pleinement développée diminue donc la Tb en polarisation H et l'augmente en polarisation V.

L'impact de l'âge des vagues sur la Tb pour le modèle SSA-KHCC est sensiblement différent, particulièrement en polarisation V (Figure 7.12 page 119) ‖. À faible angles d'incidence et jusqu'à 30°, une mer jeune a une Tb plus forte dans les deux polarisations pour des vents inférieurs à 9 m/s qu'une mer pleinement développée.

¶. modèle deux-échelles et spectre de courbure ECKV

‖. Je ne discuterai pas les vitesses de vent inférieures à 2 m/s

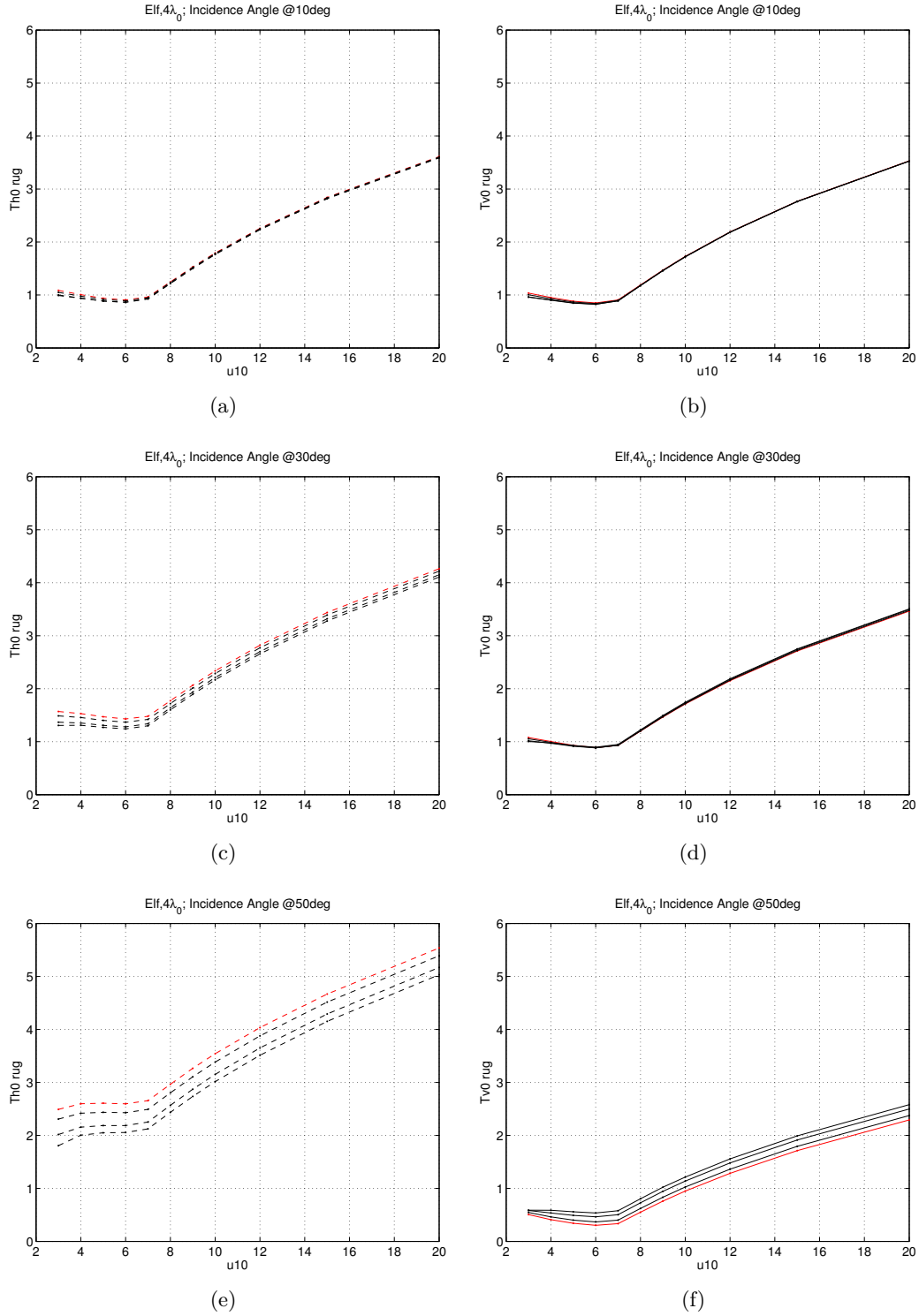


Figure 7.11 – Tb omnidirectionnelle due à la rugosité de la surface d'après le modèle TS-ECKV (modèle 2-échelles + spectre ECKV) en fonction du vent pour différents âges de vagues (Ω allant de 0.8 à 2). Les figures représentent les angles d'incidence de 10°, 30° et 50° pour la polarisation H (a), (c) et (e) et pour la polarisation V (b), (d) et (f). La mer pleinement développée est représentée en rouge.

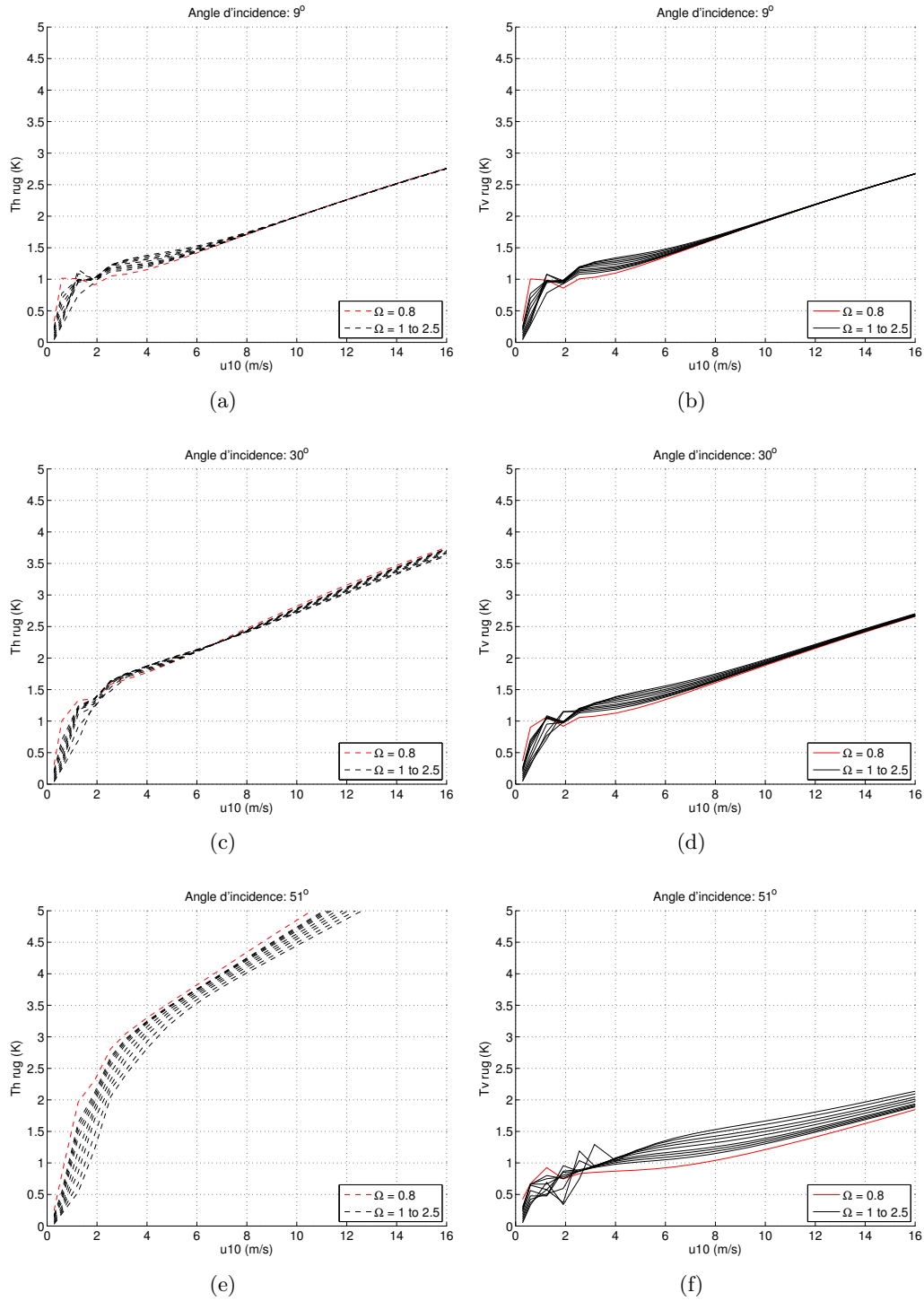


Figure 7.12 – T_b omnidirectionnelle due à la rugosité de la surface d'après le modèle SSA (spectre de Kudryatsev + SSA/SPM-2) en fonction du vent pour différents âges de vagues (Ω allant de 0.8 à 2.5). Les figures représentent différents angles d'incidence de 9° , 30° et 51° d'incidence pour la polarisation H (a), (c) et (e) et pour la polarisation V (b), (d) et (f).

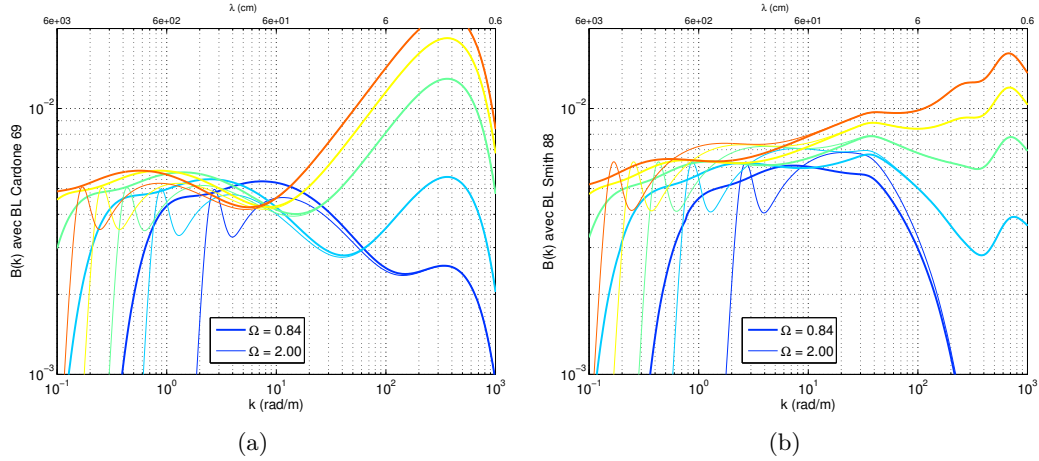


Figure 7.13 – Spectre de courbure omnidirectionnel de (a) [Elfouhaily et al., 1997] (ECKV) et (b) [Kudryavtsev et al., 2003] (KHCC) en fonction du nombre d'onde des vagues pour des vitesses de vent de 4 m/s à 16 m/s (bleu à rouge) par pas de 3 m/s pour deux âges de vagues. La paramétrisation de la couche limite de [Cardone, 1969] et [Smith, 1988] a été utilisée respectivement pour ECKV et KHCC.

À 50°, une mer jeune présente comme le modèle TS-ECKV, une T_b plus faible en H et plus forte en V. L'intégration sur le lobe d'antenne CAROLS, amènera à une variation plus forte en V (augmentation) qu'en H (diminution) pour une mer jeune, particulièrement pour les vents modérés.

Cette différence par rapport au modèle TS-ECKV, s'explique par une augmentation du spectre de courbure pour une mer jeune (Figure 7.13(b)) pour les longueurs d'onde de 2 cm à 60 cm des vents modérés. En polarisation H, cette augmentation des moyennes échelles est compensée par la forte diminution des grandes échelles. En polarisation V, ces deux variations tendent à augmenter T_b .

Concernant l'impact de l'âge des vagues sur la mss filtrée, celle-ci diminue jusqu'à 0.005 pour une mer jeune ($\Omega = 2$) par rapport à une mer pleinement développée (Figure 7.14 page ci-contre). Le choix du spectre de courbure a peu d'impact sur la variation relative de la mss avec l'âge des vagues. Je vais expliquer cette variation en appliquant une fonction de poids de manière équivalente à ce qui est fait pour la radiométrie, soit :

$$mss_{eff} = \int_0^{k_c} k^2 S(k) dk, \quad (7.4)$$

$$= \int_0^{k_c} \frac{dk}{k} B(k), \quad (7.5)$$

$$= \int_0^{k_c/k_0} \frac{d\beta}{\beta} B(k), \quad (7.6)$$

$$= \ln(10) \int_{-\infty}^{\log(k_c/k_0)} B(k_0\beta) d\log(\beta). \quad (7.7)$$

avec $k_c = 51$ rad/m le nombre de coupure de la variance des pentes filtrée (mss_{eff}), $k_0 = 30$ rad/m le nombre d'onde électromagnétique en bande-C et $B(k) = C_0(k)$ le spectre de courbure omnidirectionnel. La mss effective intègre donc homogènement (en échelle logarithmique) le spectre de courbure pour les plus grandes échelles jus-

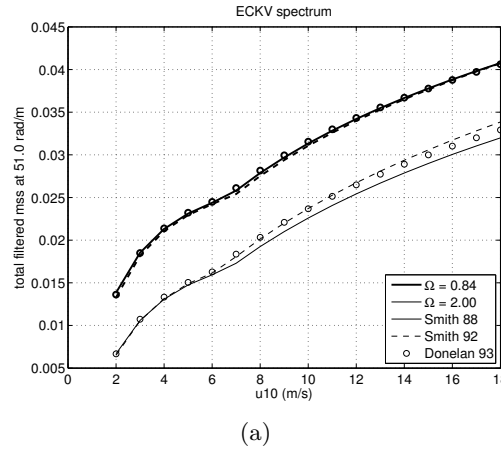


Figure 7.14 – Variance des pentes filtrées en fonction de la vitesse du vent pour une mer pleinement développée en gras et pour une mer jeune en police fine. Les paramétrisations de [Smith, 1988], [Smith et al., 1992] et [Donelan et al., 1993] pour la couche limite ont été utilisées.

Tableau 7.8 – Résumé des variations de mss et $T_{A,rug}$ pour un Ω diminuant de 2 à 0.8 (modèle) ou pour les observations.

		Observation		ECKV		KHCC	
δmss_{eff}		+0.002		+0.005		+0.003	
		H	V	H	V	H	V
$\Delta T_{A,rug}$	< 9 m/s	+0.5 K	+0.2 K	+0.6 K	-0.3 K	0	-0.5 K
	> 9 m/s	+0.5 K	0	+0.6 K	-0.3 K	+0.5 K	0

qu'à 12 cm (Figure 7.9 en magenta). Le comportement de la mss avec l'âge de vagues est similaire à celui de la T_b en H, i.e. que la mss diminue quand Ω augmente.

Avec le spectre ECKV et à l'aide de l'état de développement de la mer, j'ai proposé une explication de la corrélation positive entre la variation de mss filtrée et de $T_{A,rug}$ en polarisation H et une relation plus faible et opposée en polarisation V. Les relations entre les variations de mss et de $T_{A,rug}$ pour les observations et pour les spectres de mer ECKV et KHCC (en ajoutant les variations de Ω), sont résumées dans le Tableau 7.8. Une diminution (–) de Ω implique une augmentation (+) de mss et une variation de $\Delta T_{A,rug}$, positive (+), négative (–) ou nulle (0).

Pour les observations, il est plus difficile de relier les variations de mss (et de $\Delta T_{A,rug}$) à une variation de l'âge des vagues. En effet, les variations de mss correspondent à des variations locales et rapides par rapport à une moyenne, plutôt qu'à une tendance caractérisée par une mer en développement (Figure 5.6 page 88). Une mer en développement affecte principalement les grandes échelles, tandis que les variations de mss et de $\Delta T_{A,rug}$ que l'on observe (Figure 5.7 page 89 et Figure H.1 page 168) peuvent provenir d'une variation des échelles spatio-temporelles dès 20 km et cinq minutes. L'âge des vagues ($1/\Omega$) ne semble donc pas bien adapté pour interpréter nos observations et il pourrait être intéressant de comparer de manière plus approfondie au modèle d'état de mer WaveWatch III.

Conclusions Au premier ordre, la vitesse du vent déduit des mesures STORM permet d'expliquer environ 80% de la variance de $T_{A,rug}$ et la mss STORM permet d'expliquer environ 10% de la variabilité restante. Ces résultats sont à valider avec des mesures indépendantes et il serait particulièrement intéressant de mesurer la rugosité à plusieurs longueurs d'onde précises (par exemple 5 cm et 30 cm) ainsi qu'une intégration de toutes les grandes et moyennes échelles de rugosité à l'aide de la mss.

Les mss déduites des signaux GNSS réfléchis à la surface de l'océan et mesurés par l'instrument GOLD associé aux campagnes CAROLS semblent intéressantes. Cependant la comparaison des mss GOLD (collaboration F. Fabra) avec les mss STORM (Annexe C) a mis en évidence un bruit et un biais des mesures GOLD trop important pour envisager d'utiliser ces mesures pour caractériser la rugosité de surface.

Chapitre 8

Conclusions et Perspectives

Ce travail porte sur l’observation de la surface de l’océan par télédétection en configuration aéroportée, afin de perfectionner notre compréhension du signal radiométrique en bande-L. L’objectif est d’améliorer les modèles et méthodes nécessaires à l’inversion de la salinité à partir de mesures réalisées depuis l’espace.

Ce travail, qui utilise les données du radiomètre CAROLS, s’inscrit dans le prolongement des campagnes CoSMOS, pour lesquelles les programmes (modèles directs, rotation géométrique, ...) que j’ai utilisés avaient été développés. Il a été marqué par la forte dynamique qui a suivi le lancement des satellites SMOS et Aquarius, de leurs premières mesures et résultats. L’originalité des campagnes que j’ai analysées par rapport aux nombreuses mesures satellitaires ou aux mesures CoSMOS, repose sur la très bonne précision du signal radiométrique CAROLS combinée à une bonne connaissance des paramètres géophysiques (salinité, température, vent, variance des pentes des vagues — mss pour mean square slope) qui affectent le signal mesuré. Les paramètres géophysiques ont été obtenus grâce à des campagnes océanographiques dédiées et à la combinaison de mesures actives (diffusiomètre en bande-C STORM) simultanée aux acquisitions CAROLS. La qualité de ces mesures (auxiliaires et radiométriques) permet de valider les modèles directs satellitaires avec des données indépendantes et de suggérer des modifications.

Une première étude (Chapitre 6) a montré que sur une gamme de salinité comparable à celle que l’on trouve dans l’océan ouvert (de 32 pss à 35 pss), la salinité de surface (SSS) déduite des mesures du radiomètre CAROLS était précise en moyenne à mieux que 0.3 pss dans une zone de forte variabilité spatio-temporelle. Cette étude a été réalisée en utilisant les mêmes modèles directs et des méthodes d’inversion similaires que ceux qui avaient été implémentés dans le traitement des données SMOS avant le lancement du satellite. Cette précision est meilleure que celle des modèles de circulation océanographique côtier haute résolution (MARS3D, IBI/Mercator) en particulier pour les zones à forte variabilité comme les panaches fluviaux et les bordures du plateau continentale où l’erreur des modèles sur la position et l’intensité des gradients de salinité est importante. Plusieurs méthodes d’inversion ont été comparées aux mesures in situ de référence. Les meilleures résultats sur la SSS inversée ont été obtenus avec les méthodes d’inversion les moins sensibles aux erreurs sur la vitesse du vent et/ou sur la modélisation de l’impact de la rugosité, ce qui suggère une mauvaise estimation de l’impact de la rugosité de surface sur le signal radiométrique.

L’incertitude sur la modélisation de la contribution de la rugosité au signal radiométrique m’a amené à étudier, dans une seconde étude (Chapitre 7), l’apport

des mesures combinées actives/passives. Les vols analysés sont caractérisés par une faible dynamique de SSS et de SST (0.5 pss et 3 °C) pour des valeurs moyennes proches de 35.6 pss et 14 °C et une forte dynamique de la vitesse du vent mesurée (de 4 m/s à 15 m/s). À l'aide des modèles directs, j'ai montré que les meilleurs modèles de rugosité expliquent jusqu'à 85% de la variance de la Tb CAROLS mesurée en utilisant les vents diffusiométriques STORM mesurés simultanément après correction des autres composantes du modèle direct. Tandis qu'en utilisant les vents Era-Interim moins de 65% de la variance de la Tb CAROLS est expliquée. Cette étude montre également l'amélioration des nouveaux modèles de rugosité déduits des mesures spatiales SMOS et Aquarius (respectivement TS-DV12 et Yueh) par rapport aux modèles pré-lancement dont le modèle TS-DV2 utilisé pour l'étude précédente. Ce travail indique, malgré tout, que les nouveaux modèles Yueh et dans une moindre mesure TS-DV12, semblent surestimer l'influence de la vitesse du vent. Cette surestimation proviendrait peut-être de la haute résolution spatiale du vent et de la Tb des mesures aéroportées par rapport aux mesures satellitaires plus basse résolution sur ces grandeurs qui sont non linéaires l'une par rapport à l'autre.

De plus, cette étude a montré la double dépendance de la Tb en polarisation H au vent (caractérisé par la rugosité de petite échelle) et à la mss (qui intègre les échelles plus grandes que 12 cm). La mss déduite des mesures STORM permet en effet d'expliquer 10 % à 20 % de la variance de la Tb non expliquée par le vent STORM. Plusieurs modèles de spectre de vague ([Durden and Vesecky, 1985] (DV), [Elfouhaily et al., 1997] (ECKV) et [Kudryavtsev et al., 2003] (KHCC)) ont été utilisés pour décrire l'amplitude de toutes les échelles à partir de la seule vitesse du vent atmosphérique pour une mer pleinement développée. La relation théorique entre la mss et le vent STORM pour un spectre donné est alors unique. Or les observations ont montré que cette relation n'est pas unique et que les variations des échelles de rugosité associées provoquent une erreur sur le signal de Tb jusqu'à 0.5 K en polarisation H. Afin de comprendre l'influence de ces variations du spectre de vague sur la Tb, j'ai utilisé les spectres (ECKV) et (KHCC) qui permettent de caractériser l'état de développement de la mer (âge des vagues). À l'aide des modèles électromagnétiques et de ces modèles de spectre de vague, j'ai montré que les variations du spectre de vague suivant différents âges des vagues avaient un impact sur la Tb et la mss du même ordre que les variations observées par les mesures CAROLS et STORM. Cependant, les variations du spectre de vague suivant l'âge des vagues, qui impactent la Tb, concernent les grandes échelles (> 60 cm) pour le modèle ECKV, et les grandes et moyennes (20 cm à 60 cm) échelles pour le modèle KHCC. L'âge des vagues et le modèle ECKV permettent d'expliquer l'amplitude des variations de Tb et mss observées par CAROLS et STORM avec un bon accord. Les variations du spectre de vague dans les modèles qui impactent la Tb, concernent principalement les grandes échelles de rugosité qui sont longues à se mettre en place (plusieurs heures) tandis que les observations montrent ces variations à des échelles spatio-temporelles plus petites (cinq minutes et/ou 20 km). Cela suggère que ce n'est pas l'âge des vagues qui explique la variation de Tb mesurée. Malgré tout, ces résultats mettent en évidence l'apport d'une information complémentaire à la vitesse du vent pour décrire les variations du spectre de vague aux échelles de rugosité auxquelles la radiométrie en bande-L est sensible. Cette importance, souvent négligée jusqu'ici, a un impact sur la Tb du même ordre, voire supérieur à celui de l'azimut du vent.

Ces analyses n'ont cependant pas pu discriminer les fortes différences de l'influence de l'azimut du vent entre les deux nouveaux modèles étudiés, la dispersion des

mesures étant supérieure d'un ordre de grandeur à ce qui était attendue. Cette dispersion ne semble s'expliquer ni par la double dépendance de la Tb à la mss et au vent, ni par le signal galactique ni par l'incertitude sur l'angle d'incidence.

Nous avons vu que le spectre de vague joue un rôle important dans l'estimation de l'impact de la rugosité sur le signal radiométrique en fonction du vent. Or ces modèles développés et ajustés sur un modèle physique, de mesures in situ et/ou données radar, ne sont pas nécessairement adaptés à la radiométrie en bande-L. Il serait intéressant de définir les critères que doivent respecter les spectres de vague pour être compatible avec la mesure radiométrique en bande-L. Pour comprendre précisément l'impact du spectre de vague sur le signal radiométrique en bande-L, il serait séduisant de disposer de mesures du spectre de vague aux petites (2 cm à 10 cm), moyennes (20 cm à 60 cm) et grandes (mss intégrée des échelles > 100 cm voire > 10 cm) échelles avec une estimation de la variation azimutale d'au moins l'une de ces échelles. Un radar en bande-L et un en bande-C à l'incidence de Bragg permettraient de mesurer les deux premières échelles de rugosité, tandis que la mss peut être déduit de ces mêmes radar mais pour des incidences proche du nadir, comme par exemple STORM. La mss pourrait également être déduite des signaux GNSS réfléchis à la surface de l'océan ; cependant les comparaisons des mesures effectuées durant la campagne de 2010 (mesures GOLD) avec la mss STORM ont mis en évidence un bruit trop important pour que ce signal soit utilisable pour notre étude (Annexe C). À l'heure actuelle aucune mesure spatiale de la mss n'est disponible. La mission spatiale CYGNSS (Cyclone Global Navigation Satellite System) propose de mesurer la mss sous les cyclones à partir des signaux GNSS mais avec des précisions qui ne seront peut-être pas suffisantes pour différencier les petites et grandes échelles de rugosité. Une autre mission spatiale prévoit de mesurer la mss de manière similaire à la mesure STORM. Il s'agit d'un satellite océanographique franco-chinois (CFOSAT) dont le lancement est prévu en 2015. D'autre part, SMOS avec ses 60° d'angles d'incidence est sensible à la fois à la mss et à un vent moyenne échelle. Une prise en compte progressive de la mss avec l'angle d'incidence dans les modèles radiométriques de rugosité pourrait améliorer l'estimation de l'impact de la rugosité. Actuellement, le vent effectif restitué par SMOS devrait être intermédiaire entre un vent moyenne échelle et un vent grande échelle (mss).

L'objectif principal de la campagne CAROLS de Novembre 2010 était de comparer les mesures CAROLS et SMOS dans le golfe de Gascogne. Or il s'est avéré que les données SMOS sont de qualité médiocre dans cette zone à cette période. Afin d'améliorer les données SMOS, j'ai testé une méthode de mitigation des interférences radiofréquences (RFI), qui n'a pas été suffisante (Annexe E). Il se peut que le signal mesuré par SMOS soit affecté par des RFI faibles et diffus dans la zone, par l'impact de la côte ou par d'autres sources d'erreurs.

En outre, étant donné l'influence non négligeable de la différence de la géométrie de la mesure, de la variation spatio-temporelle des paramètres géophysiques, de la traversée ou non de l'ionosphère entre les mesures aéroportées et satellitaires et la précision recherchée, une comparaison directe n'est pas possible sans prendre en compte de modèle direct. Or, il me semble qu'une comparaison simultanée des mesures aéroportées et satellitaires n'est pas utile et difficile à réaliser. Les mesures aéroportées me semblent plus utiles pour étudier la physique de la mesure et pour valider ou améliorer indépendamment les modèles directs. Des études sur des phénomènes qui ne sont pas encore très bien connus, comme l'impact de la pluie sur la Tb.

De plus, le radiomètre CAROLS peut aider à l'étude de nombreux processus physique océanographique dès lors que la variation de salinité de surface dépasse 0.2 pss. Cette précision paraît réaliste si on prend en compte les améliorations de la méthode d'étalonnage de CAROLS, de la prise en compte de l'impact de la rugosité avec une mesure simultanée ainsi qu'une meilleure précision sur la mesure de l'attitude de l'avion au niveau de l'antenne en limitant les directions de vol où le lobe d'antenne pointe vers les forts gradients de la galaxie. Ces études pourraient concerner : le suivi des déversements fluviaux (impact sur la production d'algues vertes) et le suivi des tourbillons (positionnement et intensité) en bordures des plateaux continentaux et des panaches fluviaux. En outre, CAROLS pourrait être utile pour mesurer l'épaisseur de la glace de mer entre 0 cm et 50 cm avec une précision de l'ordre de 5 cm à des résolutions spatiales jusqu'à 500 m en utilisant les mêmes méthodes que celles de SMOS [Kaleschke et al., 2012]. Ces mesures pourraient améliorer l'estimation des flux océan-atmosphère à l'échelle régionale et permettre de valider des produits satellitaires d'épaisseur de glace.

Annexe A

Acronymes

ACL	Active ColdFET Load (Charge froide active)
AFE	Analog Front End
AFFOV	Alias Free Field Of View (Champ de vue sans repliement de spectre)
ATR42	Avion de Transport Régional
BW	Bande Width (largeur de bande de fréquence)
CAROLS	Combined Airborne Radio-instruments for Ocean and Land Studies
CAROLS	Cooperative Airborne Radiometer for Ocean and Land Studies
CDLM	Côte De La Manche
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CTD	Conductivity Temperature Depth
DFE	Digital Front End
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (centre européen de prévision météorologique à moyen terme)
ESA	Agence Spatiale Européenne
GNSS-R	Global Navigation Satellite System Reflectometry
GOLD-RTR	GPS Open Loop Differential Real Time Receiver
GPS	Global Positioning System
LNA	Low Noise Amplifier (Amplificateur faible bruit)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
ND	Noise Diode (diode de bruit — pulsée)
OTT	Ocean Target Transformation (biais moyen des Tb dans le champ de vue SMOS)
OMT	Orthogonal Mode Transducer
SAFIRE	Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SSMI	Special Sensor Microwave Imager
STORM	Système de Télédétection pour l'Observation par Radar de la Mer
TRAP	Terrestrial Radiometry Analysis Package
TSG	ThermoSalinoGraph

Annexe B

Article : [Martin et al., 2012]

Sommaire

B.1	Introduction	130
B.2	Data	131
	B.2.1 CAROLS Radiometric Data	131
	B.2.2 Sea Surface Conditions	132
B.3	Methods	135
	B.3.1 Brightness Temperature Simulations and Inversion Methods	135
	B.3.2 Sea Surface Salinity Retrieval	135
B.4	Results	136
	B.4.1 Measured and Simulated Brightness Temperatures	136
	B.4.2 Retrieved Sea Surface Salinity vs. Reference SSS	137
B.5	Discussion and Conclusion	139

Remote Sensing of Sea Surface Salinity From CAROLS L-Band Radiometer in the Gulf of Biscay

Adrien Martin, *Member, IEEE*, Jacqueline Boutin, Danièle Hauser, Gilles Reverdin, Mickaël Pardé, Mehrez Zribi, Pascal Fanise, Jérôme Chanut, Pascal Lazure, Joseph Tenerelli, and Nicolas Reul

Abstract—A renewal of interest for the radiometric L-band Sea Surface Salinity (SSS) remote sensing appeared in the 1990s and led to the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite launched in November 2009 and to the Aquarius mission (launched in June 2011). However, due to low signal to noise ratio, retrieving SSS from L-band radiometry is very challenging. In order to validate and improve L-band radiative transfer model and salinity retrieval method used in SMOS data processing, the Cooperative Airborne Radiometer for Ocean and Land Studies (CAROLS) was developed. We analyze here a coastal flight (20 May 2009), in the Gulf of Biscay, characterized by strong SSS gradients (28 to 35 pss-78). Extensive *in-situ* measurements were gathered along the plane track. Brightness temperature (T_b) integrated over 800 ms correlates well with simulated T_b (correlation coefficients between 0.80 and 0.96; standard deviations of the difference of 0.2 K). Over the whole flight, the standard deviation of the difference between CAROLS and *in-situ* SSS is about 0.3 pss-78 more accurate than SSS fields derived from coastal numerical model or objective analysis. In the northern part of the flight, CAROLS and *in-situ* SSS agree. In the southern part, the best agreement is found when using only V-polarization measured at 30° incidence angle or when using a multiparameter retrieval assuming large error on T_b (suggesting the presence of biases on H-polarization). When compared to high-resolution model SSS, the CAROLS SSS underlines the high SSS temporal variability in river plume and on continental shelf border, and the importance of using realistic river run-offs for modeling coastal SSS.

Index Terms—L-band, microwave radiometry, remote sensing, retrieval method, sea surface salinity (SSS), Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), wind speed.

Manuscript received March 31, 2011; revised September 7, 2011 and November 30, 2011; accepted December 10, 2011. Date of publication February 23, 2012; date of current version April 18, 2012. This work was supported in part by the SMOS/ESA Cal/Val project and is funded by the CNES/TOSCA CAROLS contract.

A. Martin, J. Boutin, and G. Reverdin are with the Institut Pierre-Simon Laplace, Laboratoire d'Océanographie et du Climat Expérimentation et Approches Numériques (LOCEAN), Unité Mixte de Recherche 7159 Université Pierre et Marie Curie-Centre National de la Recherche Scientifique-Institut de Recherche pour le Développement-Muséum National d'Histoire Naturelle, 75252 Paris, France (e-mail: amlod@locean-ipsl.upmc.fr; jb@locean-ipsl.upmc.fr; reve@locean-ipsl.upmc.fr).

D. Hauser, M. Pardé, and P. Fanise are with the Université de Versailles Saint-Quentin en Yvelines, and CNRS, in Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS) from Institut Pierre-Simon Laplace, 78280 Guyancourt, France (e-mail: danièle.hauser@latmos.ipsl.fr; mickael.parde@latmos.ipsl.fr; pascal.fanise@latmos.ipsl.fr).

M. Zribi is with the CESBIO (CNRS/IRD/UPS/CNES), 31000 Toulouse, France (e-mail: Mehrez.Zribi@latmos.ipsl.fr).

J. Chanut is with the Mercator, 31000 Toulouse, France (e-mail: jerome.chanut@mercator-ocean.fr).

P. Lazure and N. Reul is with the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), 29280 Plouzané, France (e-mail: Pascal.Lazure@ifremer.fr; nicolas.reul@ifremer.fr).

J. Tenerelli is with the CLS, 29280 Plouzané, France (e-mail: joseph.tenerelli@boost-technologies.com).

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2012.2184766

I. INTRODUCTION

SEA surface salinity (SSS) is a key component of the global earth water cycle and of the ocean circulation. Through its link to the evaporation minus precipitation budget, the SSS can provide valuable estimations of the freshwater flux, one of the less known components of the earth's water cycle [1]–[3]. Generally the focus is on the water cycle over the land, but as 86% of the evaporation and 78% of the precipitation occurs over the ocean, these fluxes cannot be ignored for our understanding of “the global water cycle” [4]. SSS is a driving force for the thermohaline circulation and is therefore fundamental for our understanding of processes that force our global climate system. Moreover, SSS is a better tracer than sea surface temperature (SST) to track water masses as SST varies rapidly with atmospheric conditions.

In-situ measurements of ocean salinity remain scarce, despite the deployment of Array for Real-time Geostrophics Oceanography (ARGO) floats [5] and the multiplication of measurements on voluntary ships. Indeed, sampling remains irregularly and nonhomogeneously distributed and mostly limited to the range from 5 to 10 m below the surface.

The ability to monitor SSS for years from satellite would be a significant improvement for the understanding and the prediction of meteorological and climate phenomena [6]. The principle of satellite SSS remote sensing has been thoroughly described [7], [8]. At L-band (1.4 GHz), the permittivity of the sea surface is significantly affected by the salinity. Hence, sea surface emissivity and then brightness temperature can be related to SSS.

The concept of microwave SSS remote sensing has been demonstrated in the late 1970s with Skylab [9] and by the first airborne L-band microwave systems [10], [11]. At the end of the 1990s, two airborne microwave interferometers, the Electronically Scanned Thinned Array Radiometer (ESTAR) and the Scanning Low-Frequency Microwave Radiometer (SLFMR), successfully produced SSS maps in coastal currents [8], [12], [13] in agreement with *in-situ* measurements with an accuracy of about 1 pss-78.¹ More recently, the Salinity, Temperature, and Roughness Remote Scanner (STARRS) used a 8×8 antenna array which operated interferometrically and provided noisier measurements than real aperture radiometer (1 s-NEDT of 0.9 K) [15]. In spite of this, it was proven to be useful for mapping SSS in the vicinity

¹pss-78 stands for Practical Salinity Scale (1978) defined from a conductivity ratio [14].

of Rio de la Plata Estuary and Patos/Mirim outflows, in complement to *in-situ* measurements and for characterizing the dynamic of the plumes [16]. A new interferometer was developed by the Helsinki University of Technology with similar characteristics to that of MIRAS installed onboard Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) [3], [17]. Data collected in the Gulf of Finland indicated the need for external calibration and an rms (root mean square) error on the retrieved SSS of about 2 pss-78 [18].

Taking into account the successful airborne measurements of SSS, and the improvement of the technology [8], the European Space Agency decided to build and launch the SMOS satellite mission [3], [19], [20]. SMOS is the first L-band satellite able to provide SSS measurements at global scale. It uses a very innovative interferometric technology and was successfully launched on November 2, 2009. Its aim is to achieve an accuracy on retrieved salinity of 0.1 pss-78, over (100–200 km, 10–30 days time and space scales) relevant to climatic studies. In addition to SMOS, another L-band satellite instrument dedicated to measure SSS was launched on June 9, 2011 with the Aquarius/SAC-D [21] mission.

However, getting this accuracy on SSS from L-band radiometry requires a very good knowledge of the influence of other parameters that affect the L-band measured signal. For that reason, the Cooperative Airborne Radiometer for Ocean and Land Studies (CAROLS) [22] was developed and operated for various airborne campaigns from 2007 to 2010, in order to validate and improve models used in the SMOS data processing for salinity retrieval.

This paper focuses on a flight on May 20, 2009, over a coastal region in the Gulf of Biscay (South-West of France and North of Spain) which is characterized by a high salinity variability (28 to 35 pss-78). The objectives of this study are to retrieve the SSS from the airborne CAROLS observations and to determine the influence of spatio-temporal variability of the sea surface roughness (parameterized as a function of wind speed) on this retrieval using the same direct models and similar retrieval methodology as those defined and used for SMOS.

In Section II, we present the radiometer data acquired using CAROLS and the corresponding sea surface parameters measured *in situ*. Then, in Section III, we describe the methods used to simulate brightness temperatures and to retrieve SSS. In Section IV, we present results on the retrieved SSS from CAROLS measurements and compare them to *in-situ* measurements. Key results from this study are summarized and discussed in Section V.

II. DATA

A. CAROLS Radiometric Data

The CAROLS L-band radiometer [22] was designed and built as a copy of the EMIRAD II radiometer [23] constructed by the Danish Technical University team. It is a fully polarimetric and direct sampling correlation radiometer (sampling rate of 139.4 MHz). The antenna system comprises two identical horns and two waveguide orthomode transducers with a main

TABLE I
SENSITIVITY TO PARAMETERS FOR NADIR AND 30°
ANTENNAS IN H AND V POLARIZATION

	Nadir H or V	30°	
		H	V
Incidence angle (K/°)	±0.05	-0.7	1.2
Wind Speed at 7 m/s (K/ms ⁻¹)	0.21	0.30	0.17
SSS (K/pss-78)	-0.47	-0.41	-0.52

lobe of 37° half-power beam width. One antenna looks at the nadir and the other points at 33° on the right-hand side (referred to as the 30° antenna in the following) of the aircraft (French research ATR42 airplane). Brightness temperatures (T_b) of the surface were measured using these two antennas. The aircraft contains an inertial unit (a SAGEM sampling at 25 Hz) to measure aircraft movements and to deduce the incidence angle of the antennas with the sea surface. Indeed, the T_b is highly dependent on the incidence angle, about 1 K/° at 30° incidence angle (see [24] and Table I).

CAROLS flew seven times over the Gulf of Biscay, off the coast of France and Spain, between May 04 and May 26, 2009 around 20 UTC. These flights followed two other airborne campaigns with the same instrument in September 2007 and November 2008 both conducted in the Gulf of Biscay. Most of these flights were performed at high altitude far from land. In this paper, we concentrate on a flight performed at low altitude in a coastal area with strong SSS contrast.

The aircraft flew about 600 m above the sea at an airspeed of about 100 m/s. The main lobe of the instrument footprint covers an elliptical area with major and minor semiaxes of 200 m for the Nadir antenna and of 300 m and 240 m for the 30° antenna. The boresight of the two antennas are 390 m apart.

The radiometer measures the four Stokes parameters alternatively on the two antennas. A sequence of acquisition includes the following steps: an internal calibration on a load and a noise diode during 10 s followed during 120 s by 60 alternative measurements of 2 s duration between the nadir antenna (800 ms), the noise diode (200 ms), the slant antenna (800 ms) and the noise diode (200 ms). The raw data sampling is of 40 ms with a theoretical noise on T_b of 0.26 K (we have checked that this agrees with noise observed on measurements acquired on another CAROLS flight on May 26, 2009 in uniform geophysical conditions in the open ocean far from the coast). It is known that radiometers at L-band are very sensitive to parasitic signals from radio-frequency interferences (RFI) [25]–[27]. Despite the CAROLS bandwidth has been limited to 24 MHz since 2008 (instead of 26 MHz before [22]), we still observe RFI during all flights, although they are of much lesser magnitude than before 2008. Therefore, we used a specific method to sort out observations possibly perturbed by RFI (see below).

The full postprocessing applied on the raw data consists of:

- Correcting for cable attenuation and reflexion [22].
- Removing measurements likely affected by RFI. A kurtosis threshold criterium is applied (kurtosis larger than 2.9–3.1 calculated on the integration time of 1 ms) to detect cases of non-Gaussian signal distribution and reject the main part of RFI [27]. Less than 2% of data over ocean flights are rejected due to RFI.

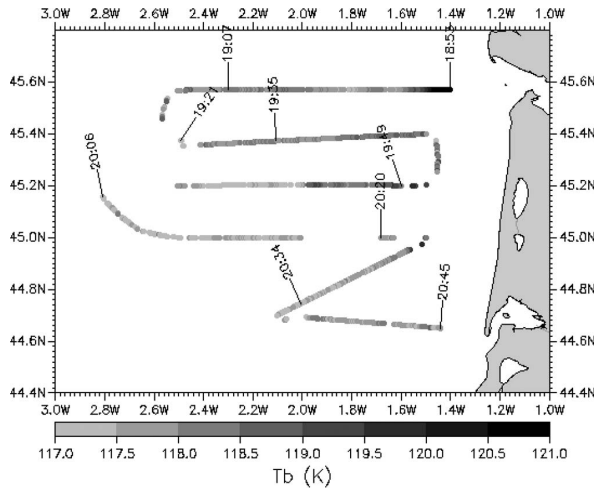


Fig. 1. Brightness temperature in V-polarization by the 30° CAROLS antenna after postprocessing (see text).

- Removing measurements corresponding to incidence angles outside the range of 0° – 2° and 33.4° – 35.5° for the nadir and the 30° incidence antenna, respectively.
- Post-integrating data for each antenna and polarization over 2 s time interval corresponding to up to 20 samples (800 ms/40 ms) per antenna. Due to data rejection explained above, this number may vary between 0 and 20 samples and we reject data with less than 10 samples. Therefore, the final theoretical noise of the processed data is between 0.08 K ($0.26/\sqrt{10}$) and 0.06 K ($0.26/\sqrt{20}$).

After these processings, two periods (20:17:30 to 20:21:50 and 20:22:45 to 20:24:35) remain during which higher discrepancies between the V and H polarization measured for the Nadir antenna are observed. Indeed, the standard deviation of the difference between measurements in V and H polarization is of 0.25 K during these periods whereas for the rest of the flight it is of 0.1 K. Since this occurs when the airplane was close to the Cazaux coastal region identified as a source of RFI on CAROLS data [25] and on SMOS data [28], we suspect it could be due to undetected RFI.

The final product is shown in Fig. 1 for the V-Polarization of the 30° antenna. This instrumental configuration corresponds to the highest sensitivity to salinity (Table I) with T_b values over the ocean ranging from 114 K to 122 K. Highest values of T_b are observed at the beginning of the flight near the Gironde outflow (45.6N, 1.4W), consistent with a smaller salinity in this region due to the fresh water outflow. Circles and wing-wags have been performed at different places along the track but are not considered in the present analysis. The L-band sensitivity to geometrical and geophysical parameters are summarized in (Table I). They are deduced from the model presented below.

B. Sea Surface Conditions

The knowledge of sea surface conditions is an important element to evaluate accuracy of the radiometric measurements

and to validate the radiative transfer models. Indeed, the L-band signal is sensitive to SSS but also to SST and sea surface roughness, which is primarily parameterized through wind speed. In order to document the sea surface conditions during the flights, the GOGASMOS oceanic campaign was organized. The RV Antea operated on the Aquitaine shelf [Figs. 2(a) and 3(b)] and performed SSS measurements continuously using a SeaBird SBE-21 thermosalinograph (TSG); the water intake was approximately at 3.5-m depth. These data were corrected for biases and validated by comparison with samples, sensors calibrations and comparison with nearby data. The accuracy of these data is estimated to be within a few 0.01 pss-78 [29]. The RV Antea monitored the SSS under most of the plane track. The monitoring under the plane track begins [see Fig. 2(a)] on May 20th at 17UTC at 44.68N-2.12W. It continues north-east to 45.0N-1.5W. The vessel was overflowed by the airplane at 20:28:30 (44.89N-1.69W); the corresponding sea surface conditions as measured *in situ* are summarized in (Table II). After this north-east section, the vessel completes a track at 45.0N until 2.5W, joins the track at 45.2N, and heads to 1.5W. It then joins the track at 45.4N, heads westward to 2.5W, and finishes south-westward up to 45.06N-2.64W on May 21th at 18UTC.

Moreover, in the frame of the GOGASMOS campaign, a mooring was installed at 45.56N-1.83W and acquired measurements every 30 s at 2 m depth with an accuracy of a few 0.01 pss-78.

In addition to this dedicated campaign, we also use measurements performed nearby during two other campaigns. The RV Investigador from AZTI-Tecnalia performed CTD vertical profiles on the track 45.62N [see Fig. 2(a)]. It begins at 2.85W (May 19, 14UTC) eastward and finishes at 1.43W (May 20, 01UTC), i.e., about one day before the flight. As the temperature sensor had a 1 s time constant, the accuracy of these measurements is about 0.1 pss-78 [29]. Only measurements closest to the surface (about 3 m) were taken into account.

Two water samples were taken under the plane track during the Arcadino campaign at 44.65N-1.43W, 18UTC and 44.49N-1.39W, 19:50UTC on May 20th.

In order to compare aircraft and *in-situ* data, SSS and SST measured from the RV Antea and Investigador described previously were resampled along the plane track using a nearest neighbor method in space [Fig. 2(a)] with the assumption of stable conditions within one day of the flight.

To estimate the error on the reference SSS coming from the nearest neighbor method and from the spatiotemporal variability of the SSS measurements, we extract the SSS from a high-resolution oceanic circulation numerical model, called IBI (Mercator 1/36°) [30] (described below), at the time and location of the RV Antea and Investigador measurements, and we resample them under the plane track using the same nearest neighbor method. These extrapolated SSS are in good agreement with the SSS modeled by IBI at the time and location of the plane track: the absolute difference is in most cases less than 0.2 pss-78.

Nevertheless, since the SSS is highly variable near the coast and in the Gironde plume, this resampled SSS (called

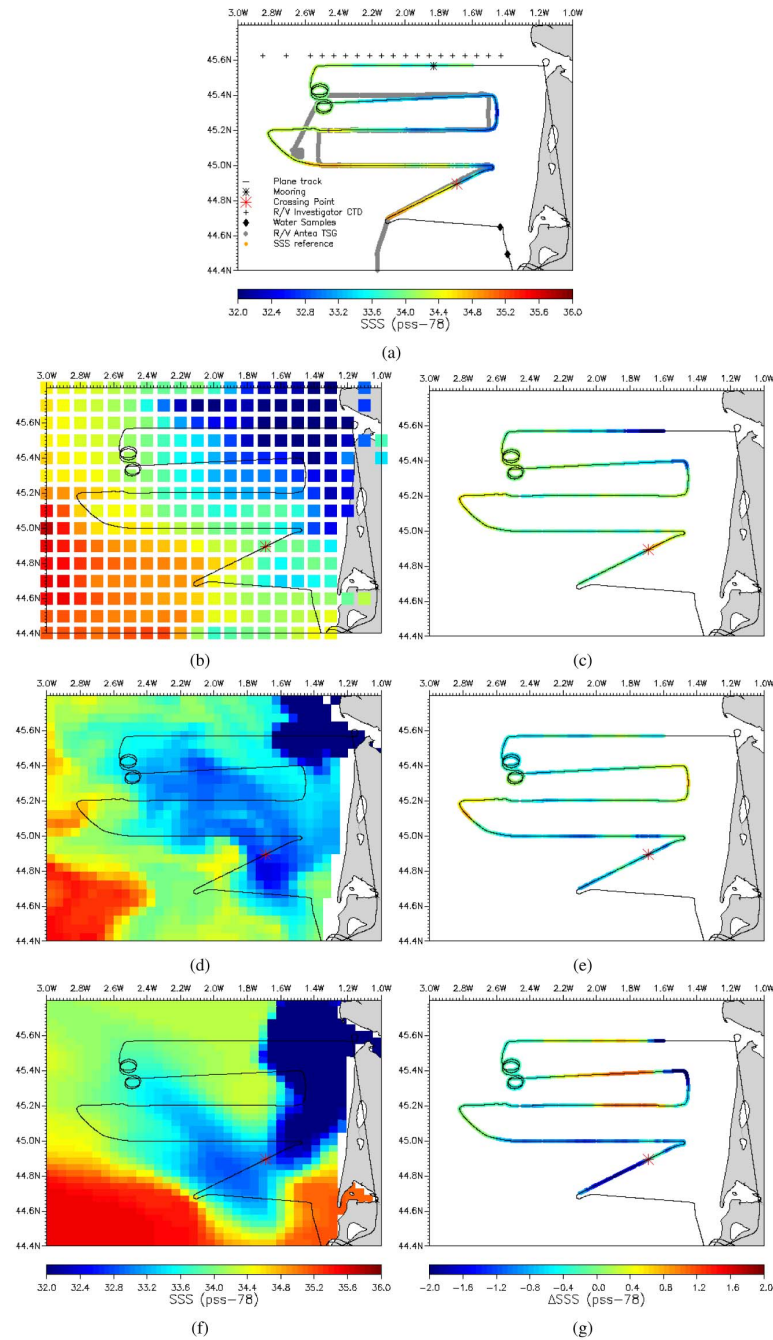


Fig. 2. Sea surface salinity corresponding to the coastal flight of May 20th, 2009, in the Gulf of Biscay. (a) Reference SSS (color line) under the plane track (black line). Locations of *in-situ* measurements used in the extrapolations of the reference are indicated: R/V Investigator CTD (black cross) and R/V Antea TSG (gray line). Microcat mooring (black star) and two water samples from Arcadino campaign (black diamond) used as independent validation not used to extrapolate the reference SSS under the plane track. Crossing point between the R/V Antea and the airplane (red star); (b) SSS map from a Gauss-Markov objective analysis [29] with plane track (black line); (d) SSS map from IBI numerical model of May 20th, 2009 at 18:30 UTC [30] with the plane track (black line) and (f) SSS from Mars-3D numerical model of May 20th, 2009 at 19 UTC [31] with the plane track (black line). (c), (e), (g) SSS from (b), (d), (f), respectively, minus reference SSS. See text for details.

“reference SSS” in the following, as it will be used as reference for the aircraft remote sensing validation) is limited in the north to west of 45.6N-1.6W. In the south, the end of the plane track (after 44.7N-2.1W) was scarcely sampled, and the reference

SSS was limited to 44.68N-2.12W. This SSS reference is drawn according the SSS color bar in [Fig. 2(a)].

The SST (not shown) is resampled in the same way and varies from 15 °C to 17 °C.

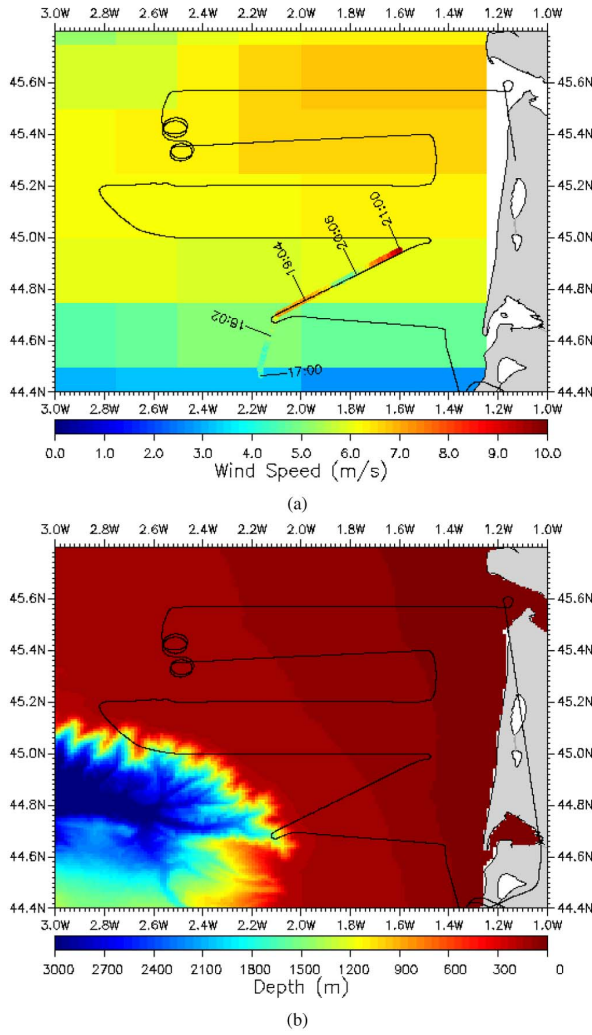


Fig. 3. (a) Field of neutral wind speed magnitude at 10 m height (18:36 UTC) from QuikSCAT satellite. The plane track is indicated as a black line. Wind speed measured by the RV Antea brought as neutral wind at 10 m height, is plotted as color line from 17:00 to 21:00 in foreground; (b) Local bathymetry with plane track (black line).

TABLE II
BIASES OF T_b MEASUREMENTS (IN K) OBSERVED AT THE
CROSSING POINT (20:28:30; 44.89N-1.69W)

Antenna	Polar.	T_b^{meas}	T_b^{mod}	ΔT_b
Nadir	V	99.47	99.07	+0.39
	H	99.55	99.07	+0.49
30°	V	117.71	118.26	-0.55
	H	86.30	86.66	-0.36
SSS_{ship}		SST_{ship}	U_{ship}	
33.7 pss-78		16.5°C	7.3 m/s	

H and V correspond to the Horizontal and Vertical polarization of the antenna frame

In addition to this “reference SSS,” two additional sources of SSS data, the mooring and the two water samples, were used for analyzing CAROLS measurements.

Since the *in-situ* measurements used for building the reference SSS were sometimes at 20 km from the flight track and one

day apart from the flight, we compare the “reference SSS” with three SSS fields covering the whole region: a map derived with a classical Gauss-Markov objective analysis (OA) applied to *in-situ* data as defined in [29] and outputs of two high-resolution numerical oceanic circulation models, less than 0.5 h apart from the flight time. These comparisons are intended to identify parts of the flight where the SSS is highly variable.

The map derived with the OA [Fig. 2(b)] is centered on the flight period (20 May); it uses a climatology as first guess and all *in-situ* measurements available in this region from 11 to 31 May [29]. At first order, it is in good agreement with the reference SSS [Fig. 2(c)]. However, the westward extension from the coast of the Gironde plume is less evident in the reference SSS and in the RV Investigador observations than in the result of the OA, which refers to a period of 20 days. This lesser extent of the Gironde plume is also confirmed by the mooring SSS (not shown, equal to 33.58 pss-78 at 19UTC). On the east part of 1.8W-45.4N (about 19:37–19:47 flight time), we get again a lower salinity (up to 0.8 pss-78) compared to the reference SSS due to a larger extent of the Gironde plume from the 20 days interpolation.

The numerical model results used in the following analysis come from on one hand by the IBI (Mercator 1/36°) model with climatological river run-offs [30], and on the other hand by the Mars-3D model with daily observed river run-offs [31].

Fig. 2(d) represents the hourly average SSS field of May 20th at 18:30 UTC from IBI with the plane track in foreground and Fig. 2(e) the difference with respect to reference SSS. There is a good agreement with the reference SSS for the first part of the flight track (track 45.6N, 45.4N and 45.2N), but on the track 45.0N and south of it, SSS from the model is lower than the reference SSS. The high SSS pattern extends further west in the measurements compared to the IBI model outputs.

Fig. 2(f) represents the hourly average SSS field of May 20th at 19 UTC from Mars 3-D with the plane track in foreground and Fig. 2(g) the difference with respect to reference SSS. There is a good agreement at 45.6N, but at 45.4N and 45.2N a saltier tongue coming from the north creates large east-west gradients not seen on the measurements nor in IBI SSS (about +1 pss-78 and -2 pss-78). The western part of the plane track presents a good agreement between Mars 3-D and reference SSS, but on the track 45.0N and south of it, the modeled SSS is about 1 pss-78 lower than the reference.

Wind speed was recorded in this area both by the QuikSCAT satellite at 18h36 UTC and along the plane track by the RV Antea [Fig. 3(a)]. Wind speed derived from QuikSCAT indicates wind speed between 5 and 7 m/s along the flight track [plotted in background in Fig. 3(a)]. Unfortunately, when QuikSCAT flew over the RV Antea, the ship measured a wind speed varying from 5 m/s at 18:00 to 7.5 m/s at 19:00 so that it is difficult to compare punctual ship measurements with QuikSCAT wind speed integrated over $25 \times 25 \text{ km}^2$ (5 m/s in the pixel crossing the ship track at 18:36).

Due to long time interval needed by the RV Antea to sample wind speed over the flight track, we chose to use QuikSCAT as wind speed reference in spite of the time difference of about 2 h between CAROLS and QuikSCAT data. When the plane flew over the RV Antea (20:28, 44.89N, 1.69W) a strong

TABLE III
CONTRIBUTIONS IN T_b (K) OF MODEL COMPONENTS ALONG THE
FLIGHT TRACK WHERE REFERENCE SSS HAS BEEN DERIVED

	Nadir		30°			
	H or V		V		H	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ
total	98.75	0.35	118.27	0.55	86.15	0.42
flat	92.96	0.27	113.03	0.54	78.46	0.36
tscale	1.74	0.12	1.08	0.10	2.73	0.10
atm	1.77	0.01	2.03	0.01	2.42	0.02
scatgal	2.27	0.01	2.12	0.06	2.54	0.08

total: sum of all the contributions, flat: flat surface, tscale: roughness contribution according to a two-scale model, atm: atmospheric contribution, scatgal: sky signal scattered by the sea surface. For details refer to the text.

variation both in wind speed (5 to 10 m/s) [Fig. 3(a)] and in SSS [Fig. 2(a)] was measured by the RV Antea. In the following, unless specified, wind estimates under the flight track are those derived from QuikSCAT.

Concerning water depth, it has to be noted that the plane track remains over the continental shelf in the Gulf of Biscay [Fig. 3(b)] [32], but is near the shelf border between 20:08 to 20:12 and 20:33 to 20:37.

III. METHODS

A. Brightness Temperature Simulations and Inversion Methods

In a first step, the measured T_b referenced in the antenna frame are compared with simulated T_b obtained with a direct model. We used the Terrestrial Radiometry Analysis Package developed at IFREMER [33], [34], in a configuration that takes into account the CAROLS antenna lobes geometry, the aircraft attitude, and the physical models implemented in the SMOS data processing of the ocean salinity. The different contributions to emissivity are estimated as follows:

- the atmospheric emissivity and absorption from [35];
- the sea surface emissivity for a flat surface from [36];
- the roughness contribution to the sea surface emissivity according to a two-scale model using the Durden and Vesecky $\times 2$ wave spectrum [37];
- the scattering of the sky radiation by the sea surface according to [38].

Geophysical parameters needed to take into account these contributions are as follows: Atmospheric pressure and relative humidity are taken from the European Center for Medium range Weather Forecast; SSS and SST are from the “reference” values as explained in the previous section; Wind speed was derived from QuikSCAT measurements recorded at 18:36 UTC (up to 2 h before the last CAROLS measurement over the ocean).

All these contributions are projected in the polarization reference frame of the antennas so that measurements of the two antenna ports can be directly compared with simulations.

The contributions (as described above) to the brightness temperature modeled for each antenna are summarized in (Table III). Mean and standard deviation of each antenna and polarization are computed on T_b at the flight track where reference SSS has been derived. The main contribution comes from the flat sea model (highly related to the SSS), which dominates in the T_b variations. At the second order, the T_b variations are

explained by the contribution due to the roughness (tscale), as well as by the sky scattering (scatgal) for the 30° antenna. The contribution of the atmosphere is mainly constant as the altitude and the incidence angle are constant.

For the data corresponding to the time of the ship/plane crossing, we compared T_b measurements and direct simulations obtained using *in-situ* parameters measured by the ship (SSS, SST, and wind speed). We used this comparison to remove biases between measured and modeled T_b , without any assumption on the origin of the biases originating from the model or from the data. Results are summarized in (Table II). At nadir, biases (measured with respect to simulated T_b) are positive and range from 0.39 K to 0.49 K for the V and H polarizations, respectively. For the 30° incidence angle antenna, biases are negative and range from -0.36 K to -0.55 K for the H and V polarizations, respectively. In the rest of our analysis, unless otherwise specified, these biases were removed from the data.

Comparisons between measured and simulated T_b are discussed in Section IV. In the following section, we will present different methods to retrieve the salinity from T_b measurements.

B. Sea Surface Salinity Retrieval

Using the models presented above, observations of T_b have been inverted using two different methods. The first one, called single parameter retrieval, uses only the SSS sensitivity of T_b assuming that the wind speed is well known. The second one, called multiparameter retrieval, is used to retrieve both wind speed and SSS, requiring some a priori knowledge on wind speed. In both cases SST is from the reference SST, which is between 15 °C and 17 °C along the flight track.

1) *Single Parameter Retrieval*: SSS is retrieved for each polarization on each antenna data product, using the sensitivity of T_b to SSS, assuming that wind speed is perfectly known. First, we calculate the difference between the measured and simulated T_b with a prescribed value of SSS of 34 pss-78 and other geophysics conditions taken as explained in Section II-B. Then this difference in T_b is related to the SSS shift [with respect to the 34 pss-78 value using a linear model as in (1)]. Errors due to the T_b versus SSS sensitivity linearization are below 2.5% in the range of 32 to 36 pss-78.

$$\Delta T_b = T_{b, meas} - T_{b, model}(U_{QSCAT}, SST_{ship}, SSS = 34)$$

$$SSS = 34 + \frac{dSSS}{dT_b} \cdot \Delta T_b \quad (1)$$

where $dSSS/dT_b$ (inverse of SSS sensitivity; see Table I) was estimated at $SST = 15.6$ °C and $SSS = 34$ pss – 78 which correspond to the median values of these parameters along the flight track.

This method was applied on each polarization and each antenna. Hence, four SSS are retrieved. In the following, we call “Retrieval 1” the SSS retrieved using the V-polarization of the 30° antenna that corresponds to the most sensitive configuration to SSS (see Table I) and “Retrieval 2” the SSS retrieved using each polarization on each antenna.

2) *Multiparameter Retrieval*: In this method, SSS and wind speed are retrieved simultaneously using the iterative

TABLE IV
COMPARISON OF SSS RETRIEVED FROM RADIOMETRIC MEASUREMENTS TO REFERENCE SSS (1530 MEASUREMENTS)

Number	Type of retrieval	T_b biases correction	a priori T_b Noise (K)	Biases ΔSSS (pss-78)	std(ΔSSS) (pss-78)	rms(ΔSSS) (pss-78)	Correlation
1	Single parameter – Tv30	Yes	–	-0.15	0.33	0.36	0.88
2	Single parameter	Yes	–	-0.23	0.33	0.40	0.86
3	Multi parameter – Slant	Yes	0.15	-0.15	0.44	0.46	0.83
4	Multi parameter	Yes	0.15	-0.20	0.41	0.45	0.83
5	Multi parameter	No	1	-0.15	0.30	0.33	0.90

$$\Delta SSS = SSS_{retrieved} - SSS_{reference}$$

Levenberg and Marquard method [39]–[42]. Using a maximum-likelihood Bayesian approach, assuming a Gaussian distribution of the errors on T_b , SSS and wind speed are iteratively estimated. The retrieval method starts with an a priori value on SSS and WS that influence the T_b and with set values on the uncertainties σ_{P_j} . The method minimizes the following cost function:

$$\chi^2 = \sum_i \frac{(T_{bi}^{meas} - T_{bi}^{mod}(SSS, WS))^2}{\sigma_{T_{bi}^{mod}}^2 + \sigma_{T_{bi}}^2} + \frac{(SSS^{retrieved} - SSS^{prior})^2}{\sigma_{SSS}^2} + \frac{(WS^{retrieved} - WS^{prior})^2}{\sigma_{WS}^2} \quad (2)$$

where T_{bi} correspond to (Nadir-V; Nadir-H; 30° – V; 30° – H) measurements or models. Prior value of these parameters was chosen as: $SSS^{prior} = 34$ pss – 78, $\sigma_{SSS} = 20$ pss – 78, $WS^{prior} = 6.5$ m/s, and $\sigma_{WS} = 2$ m/s. We decided to put a high value on the SSS uncertainty (20 pss-78) to give a little weight to the SSS constraining term. If we choose instead a prior value of 35 pss-78 or a prior standard deviation of 100 pss-78, final statistics remain the same. The wind speed uncertainty is deduced from the R/V Antea measurements. We arbitrarily put an error on the simulated T_b of ($\sigma_{T_{bi}^{mod}} = 0.1$ K), and we chose two types of T_b noise on the measurements, either consistent with the radiometric accuracy (0.1 K) for “Retrievals 3 and 4,” or consistent with the order of magnitude of biases (1 K) for “Retrieval 5.” In this last case, T_b measurements are not corrected for biases before retrieval. In the case of “Retrievals 5 and 4,” the two antennas and polarizations are used whereas for “Retrieval 3” only the two polarizations of the 30° antenna are used. Unlike the single parameter retrieval, an exact knowledge of the wind speed is not necessary. An a priori estimation of its value together with the standard deviation of its error is sufficient.

The first four columns of Table IV summarize the conditions of inversion for the five retrieval cases.

IV. RESULTS

A. Measured and Simulated Brightness Temperatures

We limit our analysis in this section to the flight period during which our reference SSS is available.

Fig. 4 presents results of the direct simulation with respect to the measured brightness temperature, for each polarization and antenna. Statistics of these comparisons are reported in

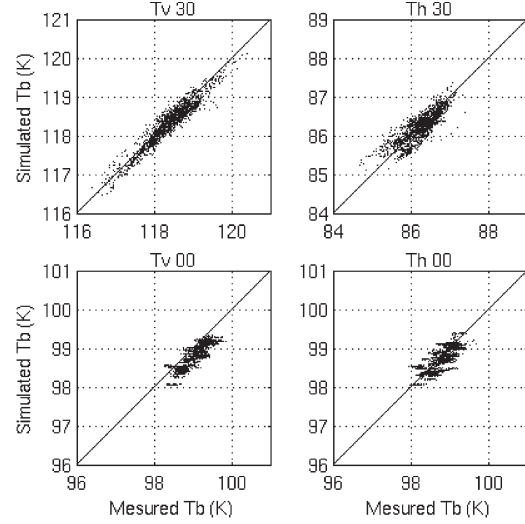


Fig. 4. Radiometric measurements versus simulated brightness temperature. Each subplot represents one of the two antenna and polarization. (a), (b) for the 30° antenna, respectively the V and H polarization, whereas (c) and (d) for the nadir antenna, respectively, the V and H polarization.

TABLE V
RADIOMETRIC MEASUREMENTS VERSUS SIMULATED BRIGHTNESS TEMPERATURE (1530 MEASUREMENTS)

Ant.	Polar.	Bias ΔT_b (K)	rms(ΔT_b) (K)	Correlation
Nadir	V	+0.25	0.30	0.86
Nadir	H	+0.07	0.21	0.80
30°	V	+0.08	0.18	0.96
30°	H	+0.04	0.22	0.84

$$\Delta T_b = T_b^{mes} - T_b^{mod}$$

(Table V). We notice that the excursion of the 30° antenna measurements is more important than that of the nadir antenna. This is because the sensitivity to incidence angle variations is larger at 30° than at nadir (Table I) particularly in V-polarization. In addition to this influence, the dynamics of T_b at 30° and V-polarization is larger because of the larger sensitivity to the SSS (Table I). In H-polarization at 30° incidence angle, data are noisier, probably due to a higher wind speed sensitivity, and to a wind speed accuracy not better than 2 m/s in this nonhomogeneous and nonstationary situation.

According to Table V, after correcting the measurements for biases observed at the ship/plane crossing, on average over the flight period considered here, small biases remain with an order of magnitude smaller than those at crossing point except for V-polarization on nadir antenna.

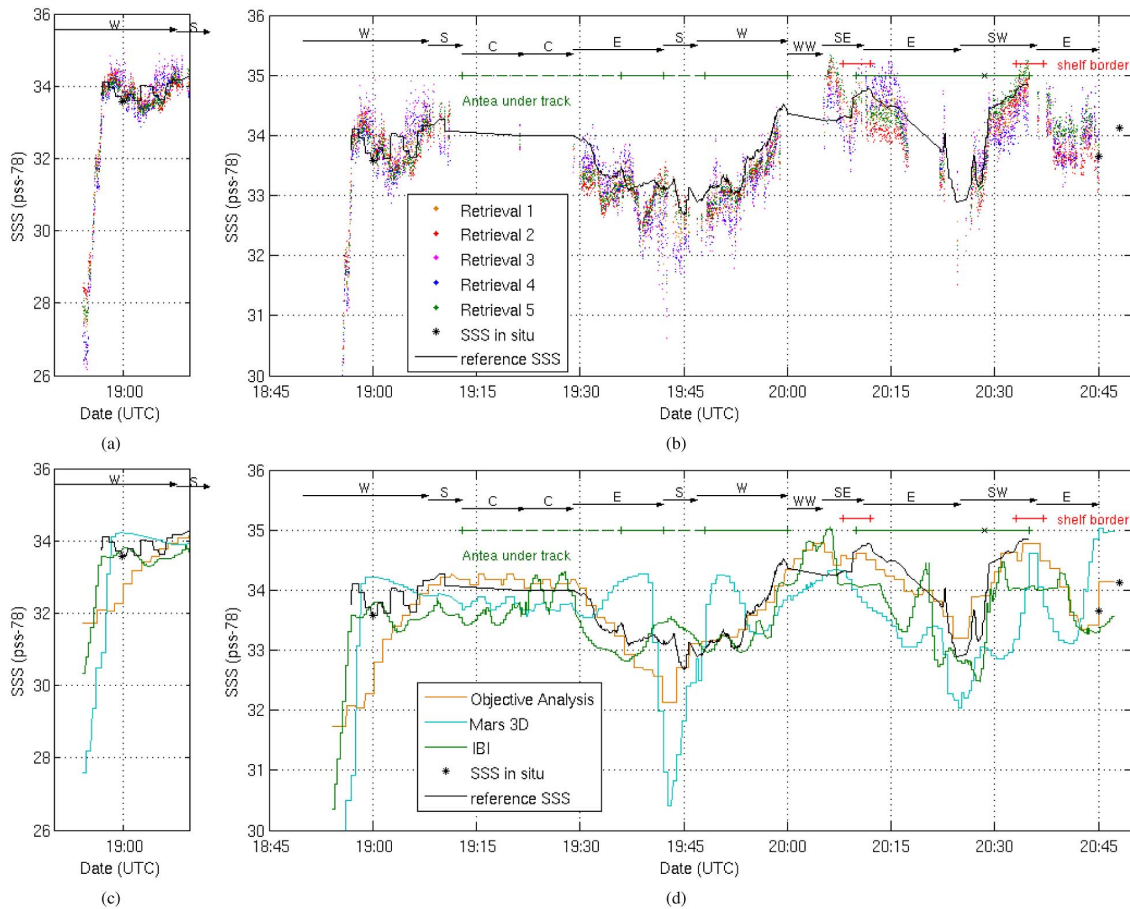


Fig. 5. SSS as a function of the flight time along the plane track. (b) represents the retrieved SSS using the different algorithms whereas (d) represents the different SSS resampled under the flight track from SSS map shown in [Fig. 2]. (a) and (c) represent the flight beginning in the Gironde plume with an expanded salinity scale. In the top of the figures, W, S, E represent the true heading as cardinal points; C and WW point out, respectively, periods of Circle flights and Wing-wags movements. Reference SSS is plotted as a black line in the two figures. Samples from the Arcadino campaign and the microcat mooring are represented with a black star. In the middle of the figure, red line represents the period during which the plane was on the border of the shelf, the green line represents the locations where the RV Antea was on the plane track and in the neighborhood for the dashed line. The black cross on the green line points out the time when the plane track crossed the ship (20h28, 44.89 N, 1.69 W).

B. Retrieved Sea Surface Salinity Versus Reference SSS

Fig. 5(b) shows the five retrieved SSS, described in Section III-B, as a function of time along the flight. These values are compared to the reference SSS (see Section II-B). All the statistics are reported in (Table IV). The five retrievals of SSS have similar variability along the plane track. The maximum differences between the five estimates at a same location is less than 0.55 pss-78 for 70% of the data.

Once the SSS fields from Mars-3D, IBI and OA SSS fields are resampled under the plane track (using a nearest temporal neighbor method for numerical models), we observe differences of few pss-78 with reference SSS or SSS derived from radiometric measurements [Fig. 5(d)].

On the first part of the flight, up to 18:58 in the Gironde plume, all retrievals indicate a very strong gradient of salinity starting with very fresh salinities, as low as 27 pss-78 [Fig. 5(a) and (c)]. Unfortunately, no *in-situ* measurements were available there. These low values are in agreement with the Mars-3D

SSS, but the westward extension of the low salinity plume is in slightly better agreement with IBI model. The westward extension of the low salinity plume is overestimated by the OA as the latter averages the SSS over 20 days.

Between 18:58 and 19:11, the five retrievals agree with the reference SSS and the microcat mooring SSS. Between 19:30 and 19:59, the plane flies eastward along 45.4N, southward along 1.45W (close the shore) and westward along 45.2N. Reference SSS, IBI, OA, and radiometric measurements see a decrease of SSS when approaching the coast. Nevertheless, when the plane flies southward, radiometric measurements are in better agreement with OA which is about 0.8 pss-78 lower than reference SSS. Indeed the RV Antea was sailing 20 km west of the flight track off the coast. During this period, Mars 3-D simulation behaves differently from other SSS: on the tracks 45.4N and 45.2N, Mars 3-D simulates a SSS tongue of about 34 pss-78 coming from the northwest [see Fig. 2(f) and (g) and description] not seen on other fields and near the coast, and a

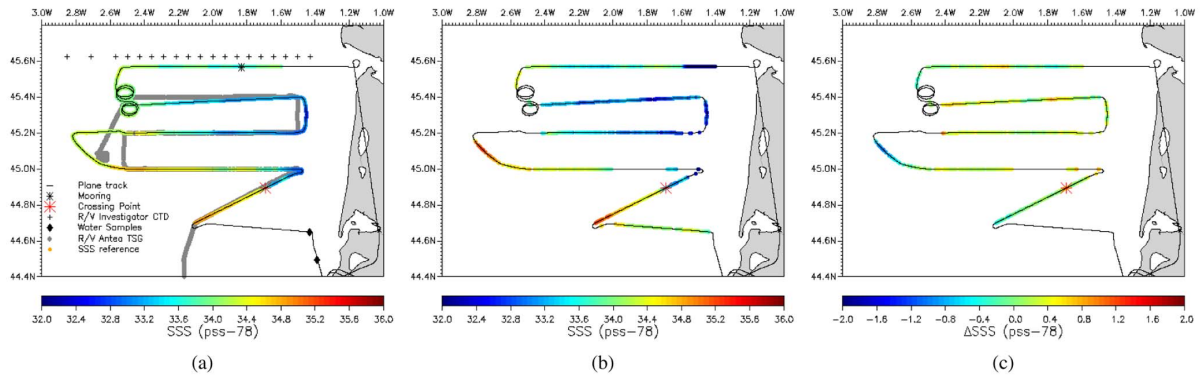


Fig. 6. (a) SSS reference, (b) Retrieved SSS from CAROLS radiometric measurements using the retrieval method 5, (c) retrieved SSS minus reference SSS where SSS reference is available.

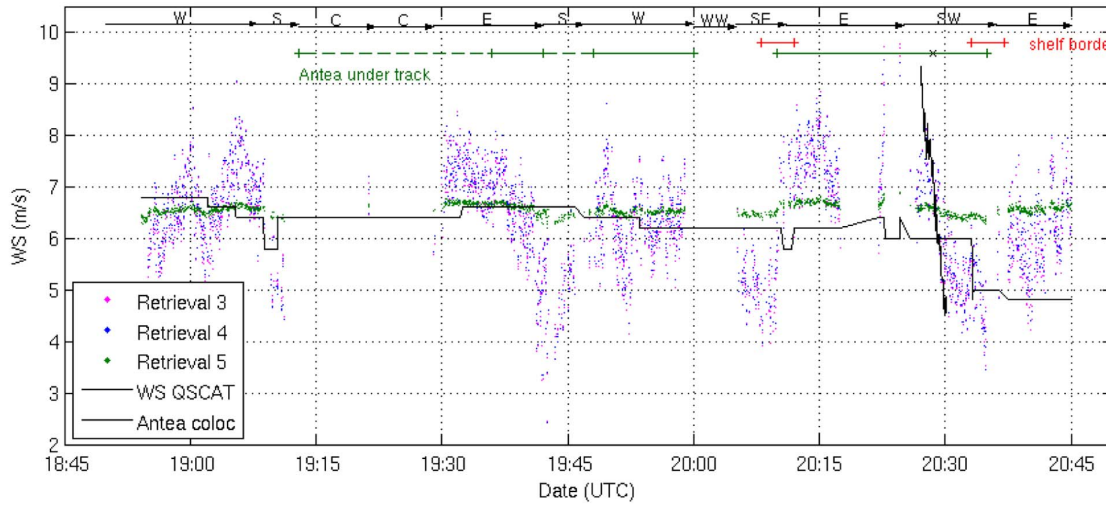


Fig. 7. Wind speed as a function of the flight time along the plane track. Color dots represent the wind speed estimation using the multiparameter retrieval. Wind speed measured by the QuikSCAT scatterometer at 18h36 for all the plane track is represented as a black line (input for single parameter retrieval). The black line between 20:27 at 9.3 m/s and 20:30 at 4.5 m/s represents the spatial interpolation of the RV Antea wind speed measurements. Other legends in this figure are the same as those used for Fig. 5.

large freshening with SSS fresher by up to 2 pss-78 than other estimates.

Between 20:10 and 20:12, with the plane flying toward south-east close to the continental shelf border, the retrieved SSS does not fit well with the reference SSS (there was one day lag between *in-situ* SSS and the flight), but instead agrees with IBI SSS that indicates a penetration of a salty waters coming from the west. Between 20:12 and 20:16, the plane flies eastward along 45N up to longitude 2.0W. There, the five retrieved SSS mismatch. Retrievals 3 and 4 overestimate the SSS according to the reference SSS by about 0.3 pss-78. Retrievals 5 and 2, underestimate the SSS by about, respectively, 0.2 and 0.5 pss-78, whereas Retrieval 1 agrees with the reference SSS and the OA. SSS from oceanic models are fresher by about 1 pss-78 than reference SSS and are fresher than the lowest retrieved SSS (Retrieval 2).

In the following period, up to 20:36, the five retrieved SSS are in the range of the measured and simulated SSS, but

SSS retrieved with retrieval 5 agrees better with the reference SSS that was derived from *in-situ* measurements close in time and space.

For the last part of the flight (after 20:36), reference SSS is not available, but the five retrieved SSS are in the range of the high-resolution numerical models outputs, the OA and one of the two water samples from Arcadino campaign [Fig. 5(d)].

Table IV shows results of the five retrievals: SSS is retrieved with a scatter to the reference SSS of less than 0.4 pss-78, and with a correlation better than 0.8; the 95% confidence interval is 0.02 pss-78. There remain biases of about -0.2 pss-78 regardless the method, antenna, or polarization used.

When comparing the five retrieved SSS with the reference SSS, the lowest biases and the best correlation of retrieved SSS are observed for Retrievals 1 and 5 (Table V). These two retrievals represent two opposite approaches: Retrieval 1 neglects errors on T_b and wind speed and uses only the most sensitive configuration to SSS (V-polarization at 30°), whereas

TABLE VI
COMPARISON OF THE SSS RETRIEVED FROM CAROLS (RUN R5) WITH REFERENCE, OBJECTIVE ANALYSIS, AND MODELS (IBI AND MARS 3-D)—1530 MEASUREMENTS

	Biases ΔSSS (pss-78)	std(ΔSSS) (pss-78)	rms(ΔSSS) (pss-78)	Correlation
CAROLS (R5) - Reference	-0.15	0.30	0.33	0.90
CAROLS (R5) - OA	0.09	0.61	0.62	0.62
CAROLS (R5) - IBI	0.20	0.49	0.53	0.70
CAROLS (R5) - Mars 3D	0.11	0.93	0.94	0.18
Reference - OA	0.24	0.49	0.54	0.74
Reference - IBI	0.35	0.38	0.52	0.73
Reference - Mars 3D	0.26	0.92	0.96	0.04

Retrieval 5 allows large adjustment of T_b measured in V and H-polarization at nadir and 30° and adjustment of wind speed.

Fig. 6(a) [identical to Fig. 2(a)] represents the reference SSS. Fig. 6(b) represents the best radiometric retrieved SSS (Retrieval 5) and Fig. 6(c) the difference with respect to reference SSS. There is a very good agreement with the reference SSS on the main part of the track, except around 45.1N-2.1W, where no *in-situ* measurements have been performed. Moreover, this area, as well as 44.7N-2.1W, are near the shelf border [Fig. 3(b)], where the sea surface conditions are highly variable.

One advantage of multiparametric retrievals is that they have the capability of adjusting the wind speed to the local variability under the plane track. The retrieved wind speeds are displayed on Fig. 7. With Retrieval 5, the large noise imposed on T_b prevents a large deviation of retrieved wind speed with respect to the prior value (6.5 m/s). On the other hand, when a low noise is imposed on T_b (retrievals 3 and 4), the retrieved wind speed is much noisier and exhibits variations of 2 ms⁻¹ with respect to QuikSCAT wind speed. However, near the crossing of the plane and ship, the ship measurements are characterized by a large variation in wind speed. Assuming that this variation in time reflects spatial variation along the ship cruise, we colocated in space the wind speed recorded on the ship between 19:58 and 20:58 (around the crossing point at 20:28). This spatial collocation corresponds on Fig. 7 to flight time between 20:27:03 and 20:30:05 (80 samples). It is remarkable that the retrieved wind speed (Retrievals 3 and 4) during this period is in better agreement with the ship colocated measurements than the QuikSCAT wind speeds; average of the difference between retrieved and colocated ship wind speed is of 0.1 m/s with a standard deviation of the difference of 0.9 m/s for the retrievals 3 and 4 whereas bias and standard deviation of the difference are, respectively, 0.8 and 1.3 m/s for comparison between colocated measurements and QuikSCAT.

During this period of highly variable wind speed, the retrieved SSS is closer to reference when using a multiparametric retrieval than when using a single parameter retrieval: biases are of -0.04 pss-78 and 0.07 pss-78 for retrievals 3 and 4, whereas retrievals 1, 2, and 5 are, respectively, of 0.10 pss-78, 0.37 pss-78, and 0.14 pss-78.

We further tested the possible effect of the spatial variability of the wind speed at a resolution lower than 25 km using the high-resolution QuikSCAT wind speed from [43] (2.5 km resolution). No improvement on the whole flight statistic is observed, possibly because of the temporal variation of the wind since the satellite passed at 18:36.

If instead of comparing the retrieved SSS with reference SSS, we compare them with the objective analyzed SSS or the oceanic models SSS, correlations are worse, and biases are opposite (positive—Table VI for retrieval 5). Correlation and std of the difference are better for IBI model than the OA or Mars 3-D model (Table VI, lines 1–4). Furthermore, retrieved SSS (Retrieval 5—R5) is better than SSS fields derived from coastal numerical model or OA [Table VI, lines 1 and 5–7; and Fig. 6(c) versus Fig. 2(c), (e) and (g)].

Hence, although our reference SSS was derived with measurements taken sometimes at plus or minus one day and 20 km from the flight, it is closer to radiometer SSS than regional SSS fields; this demonstrates the importance of conducting *in-situ* measurements close in space and time with the flight campaign, particularly in coastal zone where SSS is highly variable.

V. DISCUSSION AND CONCLUSION

In this paper, we showed that we are able to retrieve values of SSS from airborne L-band radiometric measurements consistent with ground truth (standard deviation of the error of 0.3 pss-78 with SSS varying between 32.5 and 35 pss-78). This standard deviation of the error is about a factor 2 larger than the one expected from the radiometric measurement error (0.06 to 0.08 K is equivalent to about 0.15 pss-78, see Section II-A) alone. A similar discrepancy is observed when comparing SMOS and *in-situ* salinities [44]. The error on retrieved salinities, as derived from comparisons with ARGO data, is on the order of 0.4 pss-78, larger by a factor 2 to 4 than those expected, whereas the rms error on SMOS T_b , after removing systematic biases in the field of view, is consistent with expectations [45]. This suggests that part of the L-band signal is not fully described by present models and auxiliary parameters.

We also show that a ship survey dedicated to SSS measurements under the flight track and SSS fields derived from numerical models or OA greatly contributes to interpret the radiometer measurements. It is remarkable that although there is some scatter on our retrieved SSS depending on the polarizations and antennas used in the retrieval, this uncertainty is smaller than the difference between the various SSS estimates derived in this area from high-resolution models or OA of *in-situ* data [Fig. 5(d)].

We discarded several RFIs in horizontal polarization in the second part of the flight on both antennas, and we cannot exclude that some weak RFIs remain in horizontal polarization resulting in errors in our retrievals. The SSS retrieved between 20:12 and 20:16, during which the various retrievals give

different systematic biases, support this hypothesis since the retrieval using the 30° antenna and the V-polarization seems unaffected.

One source of uncertainty is probably due to the way roughness effects are taken into account. First, wind speed measurements are not available at the same time of the flight or at the spatial resolution of the radiometer data. Second, in such a coastal area, wind speed is probably not enough to characterize the roughness due to fetch effects.

Nevertheless, our study shows that inversion of CAROLS data using SMOS direct models and retrieval methods performs rather well in terms of retrieved SSS in such a complicated situation. We find also that the SSS retrieved from the vertical polarized T_b is of better quality than the one retrieved from both polarizations; this could be explained by our imperfect modeling of the sea surface roughness effects, since the vertical polarization is more sensitive to SSS and less sensitive to the roughness than the horizontal polarization. More surprising is the fact that, with a reasonable noise on T_b , a multiparametric retrieval applied after biases correction, does not perform better than a single parameter inversion based on an prescribed wind speed. It is only when biases are not corrected and a 1 K noise is imposed on T_b that SSS is obtained with a better quality than the one retrieved in the best configuration (30° incidence, V-polarization) with a single inversion. However, multiparametric retrievals with reasonable T_b noise yield a better retrieved SSS than other retrievals over the period of RV Antea overflight, a period of highly variable wind speed, as they allow to improve the estimate of the wind speed itself.

In addition, this study demonstrates the value of the airborne remote sensing for giving a quasi instantaneous view of SSS at regional scale with better accuracy than SSS fields derived from coastal numerical model or OA. This particularly holds in very variable regions like the ones close to river plumes or shelf border where the numerical models may misestimate either the intensity or the position of the salinity gradients. We show the complementarity of *in-situ* measurements (very accurate but rarely coincident in space and time with the plane) and high-resolution oceanic models for interpreting the radiometric observations and sampling all the relevant phenomena in a coastal shelf area such as the one under study. Some variability observed close to the shelf edge by the radiometer was not sampled by the ship probably because of a time lag of one day between ship and plane measurements, but it was consistent with the IBI model SSS. Close to the Gironde plume where no *in-situ* measurement was available, the better agreement of the radiometric SSS with MARS 3-D model SSS than with IBI model SSS underlines the importance of using realistic river run-offs for modeling coastal SSS, as Mars 3-D model uses daily observed river run-offs whereas IBI model uses climatological river run-offs.

Although our results show the interest of L-band radiometry in coastal areas, the use of SMOS near the coast will require further study. Flights of our instrument further from the coast could be used to assess the performance of SMOS in coastal areas where contamination by the coast would be noticeable.

Further work using CAROLS data will deal with analyses of flights when concomitant observations of scatterometer data of

STORM and L-band radiometer data of CAROLS have been recorded. This will allow to eventually improve the modeling of the roughness impact in the SSS retrieval.

ACKNOWLEDGMENT

The authors wish to thank the crew of the RV Antea as well as the technical teams from SAFIRE and DT-INSU. The authors also thank D. Maurer for taking water samples during the Arcadino campaign, J. Mader for CTD from the AZTI ship, and Investigador, N. Martin for computation support. The authors also acknowledge Remote Sensing Systems for providing free and open access to Quick Scatterometer measurements.

REFERENCES

- [1] D. Lorenz, E. Deweaver, and D. Vimont, "Evaporation change and global warming: The role of net radiation and relative humidity," *J. Geophys. Res.*, vol. 115, p. D20 118, 2010. doi:10.1029/2010JD013949.
- [2] K. Helm, N. Bindoff, and J. Church, "Changes in the global hydrological cycle inferred from ocean salinity," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 37, no. 18, p. L18 701, Sep. 2010.
- [3] J. Font, A. Camps, A. Borges, M. Martin-Neira, J. Boutin, N. Reul, Y. Kerr, A. Hahne, and S. Mecklenburg, "SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space," *Proc. IEEE*, vol. 98, no. 5, pp. 649–665, May 2010.
- [4] R. Schmitt, "Salinity and the global water cycle," *Oceanography*, vol. 21, no. 1, p. 12, 2008.
- [5] S. Riser, L. ReN, and A. Wong, "Salinity in ARGO," *Oceanography*, vol. 21, no. 1, p. 56, 2008.
- [6] G. Lagerloef, J. Boutin, Y. Chao, T. Delcroix, J. Font, P. Niiler, N. Reul, S. Riser, R. Schmitt, D. Stammer, and F. Wentz, "Resolving the global surface salinity field and variations by blending satellite and *in situ* observations," in *Proc. OceanObs09—Sustained Ocean, Observations Information Society*, J. Hall, D. E. Harrison, and D. Stammer, Eds., Venice, Italy, 2010, vol. 2, ESA Publication WPP-306.
- [7] C. Swift and R. McIntosh, "Considerations for microwave remote sensing of ocean-surface salinity," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. GE-21, no. 4, pp. 480–491, Oct. 1983.
- [8] G. Lagerloef, C. Swift, and D. LeVine, "Sea surface salinity: The next remote sensing challenge," *Oceanography*, vol. 8, no. 2, pp. 44–50, 1995.
- [9] R. Lerner and J. Hollinger, "Analysis of 1.4 GHz radiometric measurements from Skylab," *Remote Sens. Environ.*, vol. 6, no. 4, pp. 251–269, 1977.
- [10] G. Thomann, "Experimental results of the remote sensing of sea-surface salinity at 21-cm wavelength," *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, vol. GE-14, no. 3, pp. 198–214, Jul. 1976.
- [11] H. Blume, B. Kendall, and J. Fedors, "Measurement of ocean temperature and salinity via microwave radiometry," *Boundary-Layer Meteorol.*, vol. 13, no. 1, pp. 295–308, Jan. 1978.
- [12] D. Le Vine, M. Kao, R. Garvine, and T. Sanders, "Remote sensing of ocean salinity: Results from the Delaware coastal current experiment," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 15, no. 6, pp. 1478–1484, Dec. 1998.
- [13] J. Miller, M. Goodberlet, and J. Zaitzeff, "Airborne salinity mapper makes debut in coastal zone," *EOS Trans.*, vol. 79, no. 14, p. 173, 1998.
- [14] N. Fofonoff and R. Millard, *Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater*. Paris, France: UNESCO, 1983.
- [15] D. Burrage, J. Wesson, M. Goodberlet, and J. Miller, "Optimizing performance of a microwave salinity mapper: STARRS L-band radiometer enhancements," *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 25, no. 5, pp. 776–793, May 2008.
- [16] D. Burrage, J. Wesson, C. Martinez, T. Perez, O. Moller, Jr, and A. Piola, "Patos Lagoon outflow within the Río de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume," *Continental Shelf Res.*, vol. 28, no. 13, pp. 1625–1638, 2008.
- [17] J. Kainulainen, K. Rautiainen, S. Tauriainen, T. Auer, J. Kettunen, and M. Hallikainen, "First 2-D interferometric radiometer imaging of the earth from an aircraft," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 4, no. 2, pp. 241–245, Apr. 2007.
- [18] M. Talone, R. Sabia, A. Camps, M. Vall-llossera, C. Gabarró, and J. Font, "Sea surface salinity retrievals from HUT-2D L-band radiometric measurements," *Remote Sens. Environ.*, vol. 114, pp. 1756–1764, 2010.

- [19] Y. Kerr, P. Waldteufel, J. Wigneron, S. Delwart, F. Cabot, J. Boutin, M. Escorihuela, J. Font, N. Reul, C. Gruhier, S. E. Juglea, M. R. Drinkwater, A. Hahne, M. Martin-Neira, and S. Mecklenburg, "The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle," *Proc. IEEE*, vol. 98, no. 5, pp. 666–687, May 2010.
- [20] J. Font, J. Boutin, N. Reul, P. Spurgeon, A. Ballabrera, J. Gourrion, C. Hénocq, L. Samantha, N. Martin, J. Martínez, M. McCulloch, I. Meirold-Mautner, F. Petitcolin, M. Portabella, R. Sabia, M. Talone, J. Tenerelli, A. Turiel, J. L. Vergely, P. Waldteufel, X. Yin, S. Zine, and S. Delwart, "SMOS first data analysis for sea surface salinity determination," *Int. J. Remote Sens.*, to be published.
- [21] D. Le Vine, G. Lagerloef, and S. Torrusio, "Aquarius and remote sensing of sea surface salinity from space," *Proc. IEEE*, vol. 98, no. 5, pp. 688–703, May 2010.
- [22] M. Zribi, M. Parde, J. Boutin, P. Fanise, D. Hauser, M. Dechambre, Y. Kerr, M. Leduc-Leballeur, G. Reverdin, N. Skou, S. Søbjaerg, C. Albergel, J. C. Calvet, J. P. Wigneron, E. Lopez-Baeza, A. Rius, and J. Tenerelli, "CAROLS: A new airborne L-band radiometer for ocean surface and land observations," *Sensors*, vol. 11, pp. 719–742, 2011.
- [23] J. Rotbøll, S. Søbjaerg, and N. Skou, "A novel L-band polarimetric radiometer featuring subharmonic sampling," *Radio Sci.*, vol. 38, no. 3, p. 8046, 2003.
- [24] S. Yueh, S. Dinardo, A. Fore, and F. Li, "Passive and active L-band microwave observations and modeling of ocean surface winds," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 8, pp. 3087–3100, Aug. 2010.
- [25] M. Parde, M. Zribi, P. Fanise, M. Dechambre, J. Boutin, N. Reul, J. Tenerelli, D. Hauser, and Y. Kerr, "Radio frequency interferences investigation using the airborne L-band full polarimetric radiometer CAROLS," in *Proc. 11th Spec. Meeting IEEE MicroRad*, 2010, pp. 300–305.
- [26] P. Fanise, M. Pardé, M. Zribi, M. Dechambre, and C. Caudoux, "Analysis of RFI identification and mitigation in CAROLS radiometer data using a hardware spectrum analyser," *Sensors*, vol. 11, no. 3, pp. 3037–3050, 2011.
- [27] N. Skou, S. Misra, J. Balling, S. Kristensen, and S. Søbjaerg, "L-band RFI as experienced during airborne campaigns in preparation for SMOS," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 3, pp. 1398–1407, Mar. 2010.
- [28] E. Daganzo, J. Pla, Y. Kerr, M. Martin-Neira, R. Oliva, E. Marelli, S. Mecklenburg, B. Rommen, M. Brown, P. Richaume, and C. Gruhier, "Characterisation of SMOS RF interferences in the 1400–1427 MHz band as detected during the commissioning phase," *Revue de l'électronique et de l'électronique*, vol. 4, pp. 18–29, 2011.
- [29] G. Reverdin, L. M. P. Lazure, F. d'Ovidio, J. Boutin, P. Testor, N. Martin, A. Lourenco, F. Gaillard, A. Lavin, C. Rodriguez, R. Somavilla, J. Mader, A. Rubio, P. Blouch, J. Rolland, Y. Bozec, G. Charria, F. Batifoulie, F. Dumas, S. Louazel, and J. Chanut, "Fresh water from the Bay of Biscay shelves in 2009," *J. Marine Syst.*, to be published. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.017.
- [30] S. Cailleau, J. Chanut, B. Levier, C. Maraldi, and G. Refray, "The new regional generation of Mercator Ocean system in the Iberian Biscay Irish (IBI) area," *Mercator Q. Newsl.*, vol. 36, pp. 5–15, 2010.
- [31] P. Lazure and A. Jégou, "3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf," *Oceanol. Acta*, vol. 21, no. 2, pp. 165–177, 1998.
- [32] J. Sibuet, S. Monti, B. Loubrieu, J. Mazé, and S. Srivastava, "Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne: Implications cinématiques," *Bull. Soc. Géol.*, vol. 175, 2004.
- [33] N. Reul, J. Tenerelli, B. Chapron, S. Guimbard, V. Kerbaol, and F. Collard, *CoSMOS OS Campaign*. Brest, France: IFREMER, Nov. 2006.
- [34] N. Reul, J. Tenerelli, N. Floury, and B. Chapron, "Earth-viewing L-band radiometer sensing of sea surface scattered celestial sky radiation—Part II: Application to SMOS," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 3, pp. 675–688, Mar. 2008.
- [35] H. Liebe, G. Hufford, and M. Cotton, "Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz," in *AGARD, Atmospheric Propagation Effects Through Natural and Man-Made Obstacles for Visible to MM-Wave Radiation*. Boulder, CO: Nat. Telecommun. Inf. Admin., 1993, (SEE N94-30495 08-32).
- [36] L. Klein and C. Swift, "An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies," *IEEE J. Ocean. Eng.*, vol. OE-25, no. 1, pp. 104–111, Jan. 1977.
- [37] E. Dinnat, J. Boutin, G. Caudal, and J. Etcheto, "Issues concerning the sea emissivity modeling at L band for retrieving surface salinity," *Radio Sci.*, vol. 38, no. 4, p. 8060, May 2003.
- [38] J. Tenerelli, N. Reul, A. Mouche, and B. Chapron, "Earth-viewing L-band radiometer sensing of sea surface scattered celestial sky radiation—Part I: General characteristics," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 3, pp. 659–674, Mar. 2008.
- [39] "SMOS L2 OS algorithm theoretical baseline document," ICM-CSIC, LOCEAN/LATMOS, IFREMER, Brest, France, Nov. 2008, Tech. Rep.
- [40] S. Zine, J. Boutin, J. Font, N. Reul, P. Waldteufel, C. Gabarró, J. Tenerelli, F. Petitcolin, J. Vergely, M. Talone, and S. Delwart, "Overview of the SMOS sea surface salinity prototype processor," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 3, pp. 621–645, Mar. 2008.
- [41] C. Gabarro, M. Portabella, M. Talone, and J. Font, "Toward an optimal smos ocean salinity inversion algorithm," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 6, no. 3, pp. 509–513, Jul. 2009.
- [42] R. Sabia, A. Camps, M. Talone, M. Vall-Llossera, and J. Font, "Determination of the sea surface salinity error budget in the soil moisture and ocean salinity mission," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 4, pp. 1684–1693, Apr. 2010.
- [43] M. Owen and D. Long, "Land contamination compensation for QuikSCAT near-coastal wind retrieval," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 3, pp. 839–850, Mar. 2009.
- [44] J. Boutin, N. Martin, X. Yin, N. Reul, and P. Spurgeon, "First assessment of SMOS measurements over open ocean: Part II sea surface salinity," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, submitted for publication.
- [45] X. Yin, J. Boutin, and P. Spurgeon, "First assessment of SMOS measurements over open ocean: Part I Pacific Ocean," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, submitted for publication.



Adrien Martin (M'11) received the degree of telecommunications engineering from the French Graduate Engineering School Telecom Bretagne, Brest, France, in 2009. He is currently working toward the Ph.D. degree in microwave remote sensing at the Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie par Expérimentation et Analyse Numérique, Institut Pierre Simon Laplace, University Pierre et Marie Curie, Paris, France.



Jacqueline Boutin received the Ph.D. degree in physical methods in remote sensing from the University Paris VII, Paris, France, in 1990.

She is currently a Research Scientist at the Centre National de la Recherche Scientifique in the Laboratoire d'Océanographie et du Climat—Expérimentation et Approches Numériques, Paris. She has widely studied the validity of remotely sensed wind speeds and the ocean/atmosphere exchange of CO₂ at large scale using both satellite (wind speeds, sea surface temperature, and ocean color) and *in-situ* data (in particular, carbon-interface ocean-atmosphere autonomous drifters, CARIACA). Since 1999, she has been involved in the preparation of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. She participated in the development of an L-band sea surface emissivity model and in several airborne campaigns (WISE and Eurostars). She is a member of the European Space Agency Expert Support Laboratories that define and validate the processing of SMOS Level 2 measurements for the retrieval of sea surface salinity.



Danièle Hauser received the Ph.D. degree in physics from Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, in 1980.

Until 1990, she has been working as a Researcher on cloud physics based on remote sensing techniques (Doppler meteorological radar). She is today Senior Scientist of the Centre National de la Recherche Scientifique. Since the 1990s, her main field of research is on physics of the ocean surface, and air/sea interactions, using preferentially remote sensing methods (active and passive microwave observations). She is currently Principal Investigator of two airborne radar instruments (STORM and KuROS) designed for the measurement of ocean surface wind and waves, and also Co-Principal Investigator of the China France Oceanographic Satellite which also embarks two radar for wind and wave observations (to be launched in 2014). Since 2009, she is also Director of the laboratory "LATMOS."



Gilles Reverdin got his These de 3eme cycle in 1980 on the Indian monsoon low level circulation.

He then worked partly at the Laboratoire d'Océanographie Physique in Paris and at the Massachusetts Institute of Technology on the Indian Ocean surface equatorial currents, and defended his These d'état in 1985. He then worked until the 1990 at the Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie par Expérimentation et Analyse Numérique (LOCEAN) in Paris on the upper layers of the equatorial Atlantic and equatorial Pacific, both from *in-situ* data and model simulations. From 1990 to 1994, he was at the Lamont-Doherty Earth Observatory (Columbia University, USA) working on the upper ocean role on climate variability, and in sampling from merchant vessels or drifters the surface layer of the ocean. In particular, he got interested in salinity variability during the last hundred years. Since 1995, he has been an oceanographer in France (first at LEGOS, Toulouse, then LOCEAN Paris) interested in upper ocean variability at small, meso, and large scales for a range of issues, mostly of circulation and climate, but also on biogeochemical cycles and proxy observations. He is in charge of research and development of the Coriolis project and in coordinating the research *in situ* oceanographic observatory (CTDO2). He continues sea-going work, and had the pleasure to be Chief Scientist of different cruises, lately of the Gogamos cruise in May 2009, as well as contributing to the development of drifters measuring precisely near-surface ocean salinity.



Mickaël Pardé received the M.S. degree in remote sensing and the Ph.D. degree in "méthodes physiques en télédétection" from the Université Denis Diderot (Paris 7), Paris, France, in 1999 and 2003, respectively.

Between 2000 and 2003, he was with the Institut National de Recherche Agronomique (INRA), Avignon, France, and with INRA, Bordeaux, France, on the vegetation effects on the radiometric signal in the framework of the Soil Moisture and Ocean Salinity project. In 2004, he was a Postdoctoral Laboratory, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada, and worked on the estimation of snow-water equivalent using satellite measurements of surface microwave emission. Since 2007, he has been with the Laboratory ATmosphere, Milieu, and Spatial Observations, Guyancourt, France, on airborne brightness temperature measurements of surface. His interest includes surface-parameter estimation using passive and radar microwave remote sensing, mainly in the context of hydrology.



Mehrez Zribi received the engineering degree in signal processing from the Ecole Nationale Supérieure d'Ingénieurs en Constructions Aéronautiques, Toulouse, France, and the Ph.D. degree from the Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

In 1995, he joined the Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires laboratory (IPSL/CNRS), Vélizy, France. He is employed by Centre National de Recherche Scientifique, since 2001. In October 2008, he joined the Centre d'Etude Spatial de la BIOSphère laboratory and Institut de Recherche pour le Développement. His research interests include microwave remote sensing applied to hydrology and microwave modeling and instrumentations.

Pascal Fanise, photograph and biography not available at the time of publication.



Jérôme Chanut received the engineering degree in signal processing from the Institut National Polytechnique, Grenoble, France, in 1999.

Then, he joined the Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels in Grenoble and received a Ph.D. degree in geophysical fluids dynamics from the Joseph Fourier University in Grenoble, France, in 2003. His research dealt with large-scale numerical modeling in the subpolar gyre and the impact of mesoscales in deep convection processes. He is currently with Mercator Océan in Toulouse

where he is involved in the development of high-resolution regional ocean forecasting systems and the management of related activities in European projects.



Pascal Lazure received the B.S. degree in physical oceanography from Brest university in 1983.

From 1987, he has been working at the Institut Frans de Recherche pour l'Exploitation de la Mer as a Research Scientist. He developed the Mars 3-D model which is used for coastal applications. For the last four years, he has been involved in observation programs of the continental shelf of the Bay of Biscay.



Joseph Tenerelli received the B.S. degree in atmospheric sciences from the University of Washington, Seattle, in 1994.

From 1999 to 2005, he was a Research Associate at the Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Coral Gables, FL, where he worked as part of a team to develop a coupled atmosphere-ocean-surface wave model with vortex-following mesh refinement suitable for simulating hurricanes. In April 2005, he joined the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer,

Brest, France, as a Research Engineer working as part of a team developing an algorithm to retrieve sea surface salinity from L-band radiometric measurements (the European Space Agency's Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) project). Since 2008, he has continued his work on the SMOS mission as a Research Engineer within the Radar Division of Collecte Localisation Satellites.



Nicolas Reul received the B.S. degree in marine science engineering from Toulon University, La Garde, France, in 1993, and the Ph.D. degree in physics (fluid mechanics) from the University of Aix-Marseille II, Marseille, France, in 1998.

From 1999 to 2001, he worked as a Postdoctoral Researcher with the Applied Marine Physics Department, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Coral Gables, FL. Since 2001, he has been a Research Scientist with the Spatial Oceanography Group, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Plouzané, France, where he is responsible for the activities concerning the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite mission. The focus of his research program is to improve the understanding of the physical processes at air-sea interface and passive/active remote sensing of the ocean surface. He has experience in applied mathematics, physical oceanography, electromagnetic wave theory, and its application to ocean remote sensing. He is currently a member of the European Space Agency/SMOS Quality Working Group.

Annexe C

Variance des pentes : GNSS-R (GOLD) et STORM

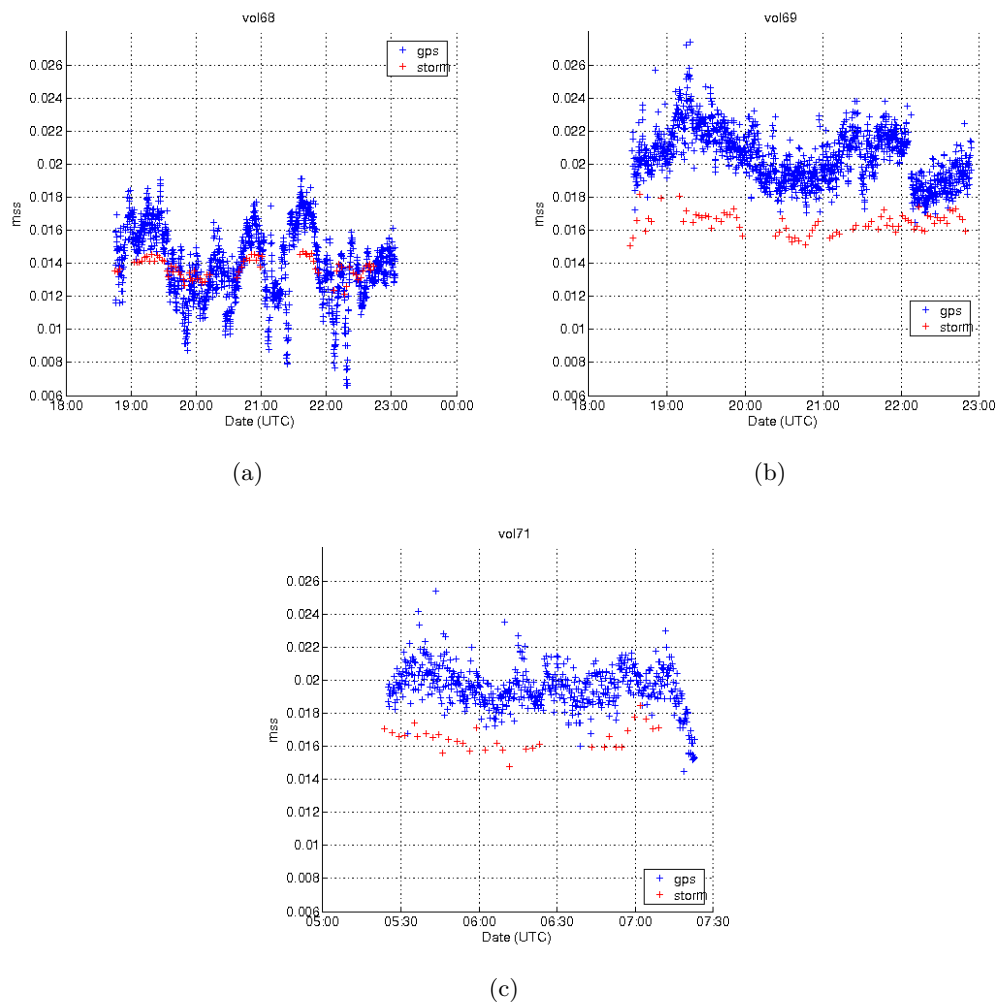


Figure C.1 – Variance des pentes (mss) déduit des mesures GNSS-R (GOLD) et de STORM sous la trace de l'avion en fonction de l'heure de vol pour trois vols de la campagne Novembre 2010.

Annexe D

Validation des données in situ, campagne GOGASMOS 2009

Intercomparaison des mesures in situ

Parallèlement à la campagne aéroportée CAROLS de Mai 2009, une importante campagne océanographique de mesure in situ a été déployée dans le golfe de Gascogne (campagne GOGASMOS). Durant cette campagne, le navire océanographique français Antea de l'IRD mesura la salinité et température de surface de l'océan tout le long de son trajet à l'aide d'un thermosalinographe (TSG) SeaBird SBE21 dont la prise d'eau se situe à 3.5 m. Ces mesures ont été corrigées d'un biais et validées avec les mesures CTD du bateau. La précision de ces mesures est de l'ordre de 0.01 pss. De nombreux instruments furent déployés durant la campagne. Le glider Pytheas échantillonna régulièrement durant toute la campagne, entre le fond et la surface, les eaux du panache de la Gironde à une latitude de 45.56°N entre 1.8°W et 3.6°W. À cette même latitude (survolé par tous les vols de la campagne), une ligne de mouillage a été installée à 1.83°W de longitude avec des capteurs à 2 m et 20 m qui échantillonnent toutes les 30 s avec une précision de l'ordre de 0.01 pss. Par ailleurs, plusieurs bouées dérivantes furent déployées durant la campagne, mais dont je n'ai pas analysé les données.

En complément des mesures dédiées de la campagne Gogasmos, j'ai utilisé les mesures effectuées lors de deux autres campagnes dans la zone. Le navire océanographique espagnol, Investigator de l'AZTI-Tecnalia, a effectué une série de stations CTD sur l'ensemble du sud du plateau continental jusqu'à 46°N. En complément des mesures CTD, des mesures de salinité sur des prélèvements de surface ont été effectués.

L'intercomparaison des mesures CTD de l'AZTI avec les autres capteurs lorsque les mesures sont effectuées temporellement et spatialement (CTD de l'Antea, glider Pytheas et données de mouillage) ont amené à la conclusion que le capteur de température du CTD de l'AZTI avait une constante de temps d'environ 1 s et que les mesures de salinité présentaient une dérive avec le temps (Figure D.1(a) page suivante). Après correction de ces deux paramètres, il reste un biais constant d'environ (0.30 ± 0.02) pss (Figure D.1(b)). Ce sont les valeurs à 3 m des CTD de l'AZTI après correction qui ont été utilisées. Le glider Pytheas a également nécessité une correction de 3 s de la constante de temps du capteur de température afin d'avoir une bonne correspondance entre les profils descendants et montants.

Seule une portion de ces mesures in situ ont été utilisées dans l'étude du vol côtier de Mai 2009 (Chapitre 6 et Annexe B). La série de mesure des CTD de surface de

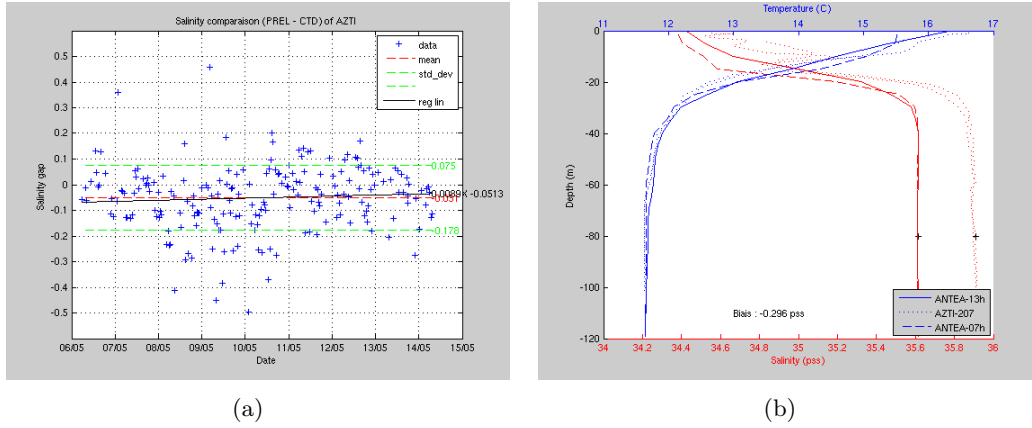


Figure D.1 – (a) différence de salinité entre les prélèvements et la salinité à 3 m de la CTD de l’AZTI, après correction de la constante de temps du capteur de température, en fonction des stations CTD (temps). (b) Profils de température et de salinité de CTD de l’Antea et de l’AZTI.

l’AZTI le long de la latitude 45.62°N et les mesures de TSG de l’Antea ont servi de SSS et SST de référence. Les mesures du mouillage ainsi que les prélèvements d’eau ont été utilisées comme mesures auxiliaires. Dans la section suivante, j’ai estimé l’erreur sur la salinité que l’on fait en utilisant ces mesures in situ (éloignées temporellement, ± 1 jour et spatialement, 10 km) plutôt que des mesures sous l’avion à l’instant de son passage. Il existe peut-être également une stratification entre la mesure in situ à 3 m et la SSS télédétekté (1 cm) en particulier proche de l’embouchure de la Gironde. Suffisamment loin de l’embouchure, on s’attend à un impact négligeable de l’erreur sur la SSS.

Estimation de l’erreur d’extrapolation de la SSS de référence

La Figure D.2 page ci-contre estime l’erreur d’extrapolation entre la SSS sous l’avion et la SSS de référence à l’aide des modèles océanographiques côtier haute résolution Mars 3D et IBI/Mercator. Les salinités extrapolées sont en bon accord avec les salinités sous la trace de l’avion pour les deux modèles avec une différence de SSS généralement inférieure à 0.2 pss. Les erreurs maximales avant 19h n’ont pas de sens puisque la SSS de référence a été fixé à 34 pss. Le pic d’erreur de Mars3D vers 19h40 n’est pas représentatif de la réalité vu que le modèle surestime le gradient de salinité dans cette zone. Par contre les pics d’erreur de l’extrapolation du modèle IBI après 20h peuvent expliquer les désaccords entre les inversions aéroportées et la SSS de référence, en particulier pour les données vers 20h10 à 45.1°N ; 2.7°W où le bateau n’a pas échantillonné la surface (Figure 5 et 6 du papier).

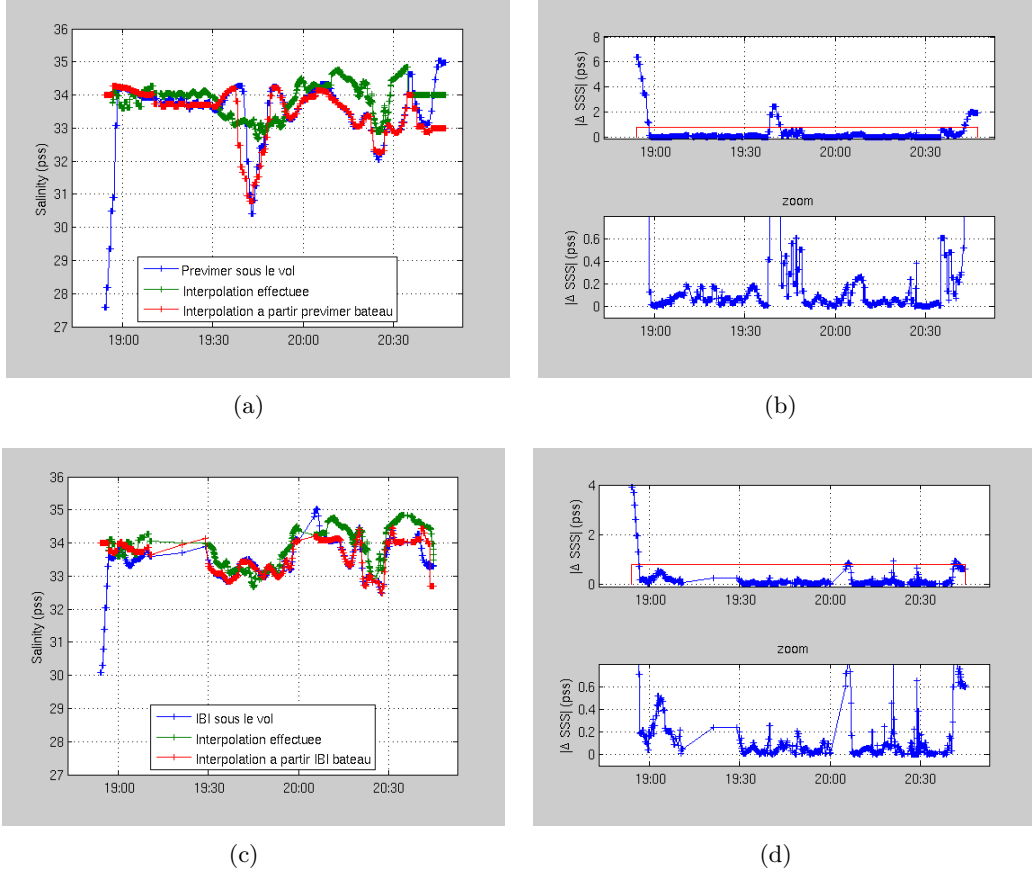


Figure D.2 – Estimation de l'erreur d'extrapolation à l'aide des modèles océanographique côtier Mars 3D ((a), (b), noté ici Previmer) et IBI/mercator ((c), (d)). (a) et (c) en bleu, la SSS des modèles sous la trace de l'avion (valeur la plus proche temporellement et spatialement). En vert, SSS de référence sous la trace de l'avion, en rééchantillonnant les mesures in situ à l'aide de la méthode des plus proches voisins. En rouge, SSS sous la trace de l'avion en utilisant la même méthode d'interpolation que pour la SSS de référence, les mesures in situ étant déduite des modèles à la position et date de la mesure. (b) et (d) représentent l'erreur absolue d'après les modèles de l'extrapolation entre la SSS sous l'avion et la SSS de référence.

Annexe E

SMOS dans le golfe de Gascogne : Novembre 2010

L'objectif principal de la campagne de Novembre 2010 était de comparer les mesures SMOS dans le Golfe de Gascogne aux mesures CAROLS. Or les salinités inversées par SMOS dans la zone (Figure E.1(a) pour le 25 Novembre) allant de 30 pss à 40 pss sont très différentes des salinités in situ (Figure 5.2(b) page 83) avec des salinités allant de 35.2 pss à 35.8 pss. Il y a une énorme différence. Le signal mesuré par SMOS est donc mal représenté par les modèles, vraisemblablement à cause de l'impact des RFI sur la mesure, mais aussi peut-être de la mauvaise représentation de l'impact des terres émergées sur le signal mesuré au-dessus de l'océan. Je vais donc essayer de discriminer l'origine probable de ces mauvaises inversions de SSS à partir des mesures SMOS dans le golfe de Gascogne.

Un des outils disponible pour vérifier la consistance de la SSS inversée est de regarder la valeur des drapeaux de qualité. L'un de ces drapeaux produits par le niveau 2, est le drapeau de RFI. Ce drapeau est levé lorsque le bruit des Tb mesurées d'un pixel à tous les angles d'incidence est supérieur à un seuil dynamique. L'algorithme suivant lève le drapeau "RFI" d'un pixel SMOS lorsque l'inégalité suivante est satisfaite :

$$std(Tb_{meas} - Tb_{OTT} - Tb_{mod}) > 1.2\sqrt{\frac{\sum \sigma_{rad}^2 + \sigma_{mod}^2}{N}} \quad (E.1)$$

avec Tb_{meas} et Tb_{mod} les Tb mesurées ou modélisées pour chaque angle d'incidence des différentes acquisitions SMOS au niveau du pixel; Tb_{OTT} le biais moyen de SMOS suivant la position dans le champ de vue; σ_{rad}^2 et σ_{mod}^2 la variance attendue de la Tb mesurée et modélisée et N le nombre de données pour le pixel.

Lorsque le drapeau est levé, ceci indique une forte dispersion des Tb mesurées par rapport au modèle. Les drapeaux de RFI de l'orbite du 25 (Figure E.1(b)) sont levés pour la majeure partie du golfe de Gascogne et indiquent donc convenablement la mauvaise estimation des SSS inversées. L'analyse des images de Tb SMOS dans le golfe de Gascogne, met en évidence l'impact d'une forte source de RFI semblant provenir du sud de l'Angleterre (figure non montrée). Dans le sud du golfe de Gascogne, le drapeau n'est pas levé tandis que les valeurs de SSS sont trop faibles (inférieures à 33 pss par rapport à une salinité attendu supérieure à 35 pss). Dans la suite de cette étude, je vais essayer de m'affranchir des RFI pour étudier le signal restant et comprendre l'origine de ces mauvaises inversions. J'ai montré la SSS SMOS inversées pour une orbite descendante. Les SSS pour les orbites ascendantes montrent

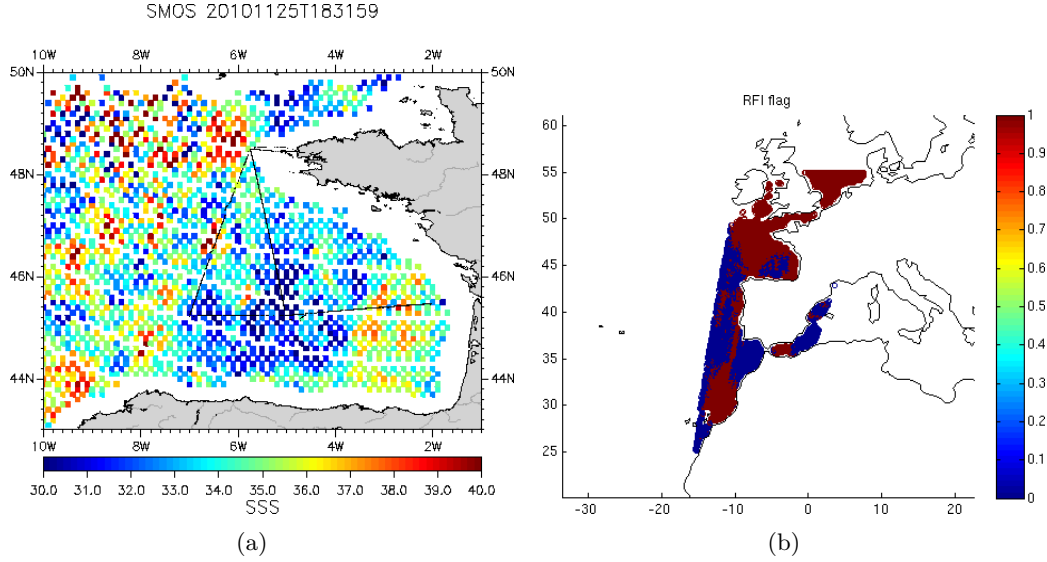


Figure E.1 – (a) SSS SMOS (*L2 v500*) dans le golfe de Gascogne le 25 Novembre 2010. (b) Drapeau RFI du niveau 2 dans le golfe de Gascogne pour l'orbite du 25 Novembre. Valeur de 1 (marron) lorsqu'on suspecte des RFI et 0 (bleu) quand le drapeau n'est pas levé.

les mêmes ordres de grandeurs d'erreur sur la restitution de la SSS dans le golfe de Gascogne.

Nous avons utilisé la méthode de mitigation des RFI de Yan Soldo (CESBIO) [Soldo et al., 2012]. L'algorithme de mitigation consiste en une estimation itérative de l'intensité et de la position de la source de RFI. Suivant les recommandations de Yan Soldo, nous nous sommes limités au RFI moyen, i.e. les RFI pour lesquels la T_b maximale mesurée par SMOS est inférieure à 2000 K (Figure E.2 page ci-contre trait rouge). Un seuil de 500 K comme utilisé par Joe Tenerelli (communication personnelle) pour produire les SSS de niveau 2, supprimera la plupart des mesures (Figure E.2 trait bleu). Le domaine de sélection des orbites se situe entre (44°N à 49°N). Pour les vols du soir (22 et 25 Nov., orbites descendantes), les T_b maximales sont les plus fortes sur la première partie du domaine, i.e. là où l'Angleterre se trouve dans le champ de vue SMOS. Les T_b sont de l'ordre de 1000 K à 2000 K lorsque le champ de vue SMOS est centré sur le golfe de Gascogne. Pour les orbites ascendantes (vol du matin, 19 et 27 Nov.) les T_b maximales sont généralement plus faibles que pour les orbites descendantes et sont inférieures à 2000 K sur la plus grande partie de la sélection.

Afin de comparer les T_b SMOS le long de la trace du satellite (variation des T_b en fonction de la latitude), je me suis limité aux pixels à distance constante de la trace pour m'affranchir des effets de rotation de polarisation. En effet, au centre du champ de vue SMOS, i.e. le long de la trace ($x_i = 0$, Figure E.4 page 153), la T_b mesurée dans les polarisations H et V dans le plan du satellite (polarisation X et Y) correspondent aux polarisations H et V à la surface de l'océan. Quand on s'éloigne de la trace, on a une rotation (mélange) de ces polarisations.

J'ai choisi les pixels SMOS, pour qu'ils soient parallèles à la trace et passent à moins de 20 km de la bouée Gascogne (Figure E.3 page 152). La position des pixels SMOS dans le champ de vue SMOS (limité à l'AFFOV) est représentée dans la Figure E.4 page 153. Pour l'orbite du 27 Novembre, le satellite passant très à l'Est par rapport à la bouée Gascogne, peu de mesures à peu d'angle d'incidence dans

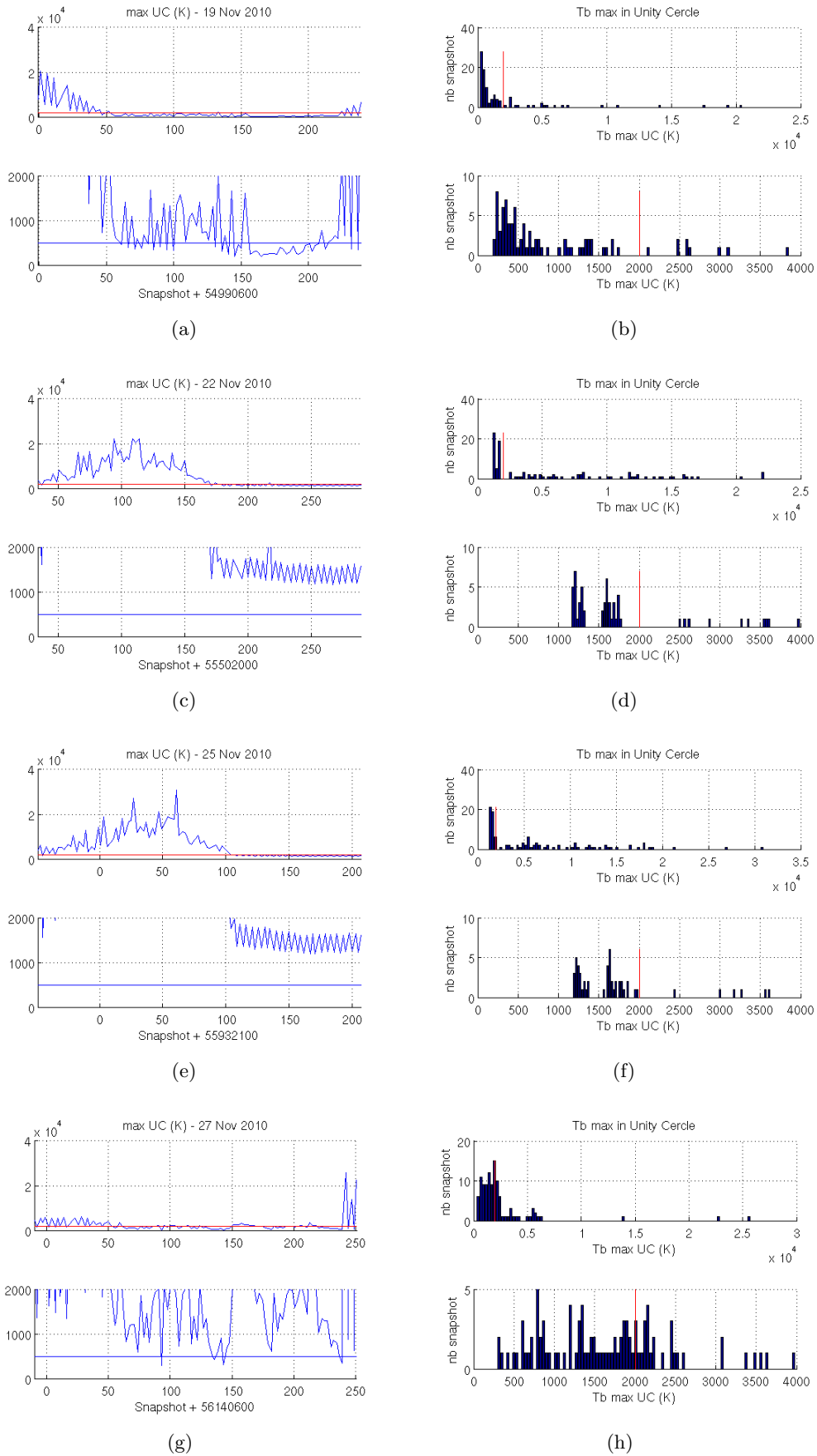


Figure E.2 – T_b maximum dans le champ de vue SMOS (cercle unité) pour les quatre vol de la campagne de Nov. 2010 (indiqué dans en entête de la figure). En fonction des acquisitions (snapshot, i.e. temps) (à gauche) et histogramme (à droite). Chaque sous-figure du bas est un zoom de la sous-figure du haut. La ligne rouge représente un seuil de 2000 K et la bleue un seuil de 500 K.

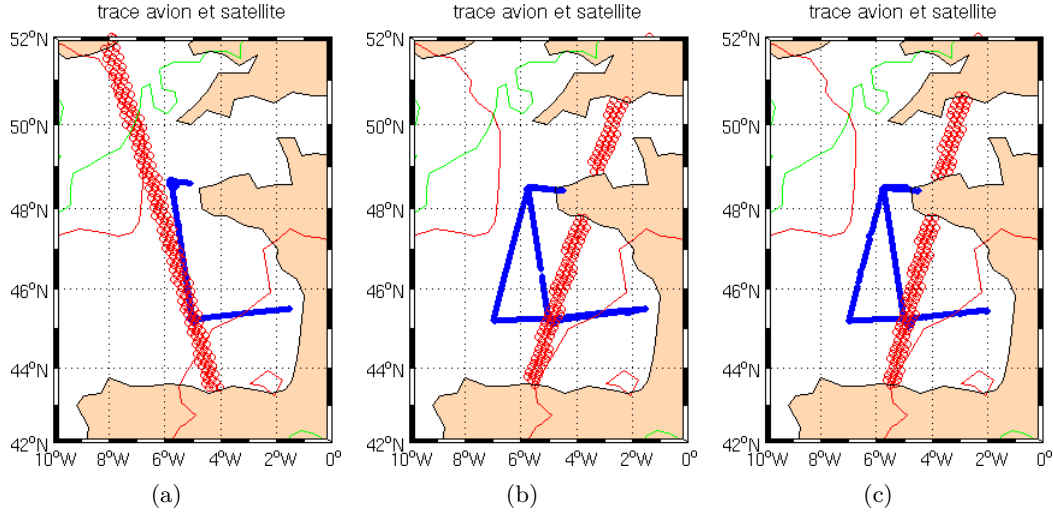


Figure E.3 – Trace de l’avion (en bleu) et pixels SMOS étudiés parallèles à la trace du satellite (rond rouge). Les traits rouges et verts représentent le trait de côte décalé respectivement de $(4^{\circ}\text{N}; 5.7^{\circ}\text{W})$ et $(2^{\circ}\text{S}; 7^{\circ}\text{W})$. Pour les orbites et vols du (a) 19 Nov., (b) 22 Nov., (c) 25 Nov.

l’AFFOV sont disponibles (Figure E.4(d)). Je me limiterai donc à l’analyse des trois premières orbites. Pour chacune des données présentées ci-dessous, seules les mesures avec les trois bras SMOS en polarisation V ou H simultanée et dans le champ de vue sans repliement de spectre (AFFOV — Alias Free Field Of View) ont été utilisées. Ceci permet d’avoir le bruit radiométrique sur la mesure le plus faible.

La comparaison des Tb mesurées avec le modèle (Figure E.5 page 154) met en évidence l’influence importante des RFI, caractérisés par la Tb maximale mesurée dans le cercle unité du champ de vue SMOS, en particulier pour les orbites descendantes (22 et 25 Nov.). La sélection des acquisitions avec une Tb maximale inférieure à 2000 K, permet de supprimer la majeure partie des Tb les plus dispersées. On remarque cependant que pour le 22 et 25 Novembre, il subsiste une dispersion des points jusqu’à 40 K alors que la Tb maximale est inférieure à 2000 K. Cette dispersion est bien supérieure à celle attendue d’une source de 2000 K, qui est au maximum de 5 K dans la zone étudiée. Pour l’orbite du 19 Novembre (ascendante), les Tb maximales sont généralement inférieures à 2000 K (i.e. $1 \times 10^{3.3}$ K). On n’observe pas, même pour les plus fortes valeurs de Tb maximale, de dispersion aussi forte que pour les deux orbites descendantes. On remarque cependant des oscillations “cohérentes” en fonction de l’angle d’incidence par rapport au modèle. Ces oscillations ne s’expliquent pas par l’influence des RFI d’après les études de Yan Soldo. Les corrections de Tb provenant de la mitigation des RFI sont aux maximums de 5 K pour les pixels étudiés.

Ces oscillations semblent provenir d’un signal géophysique. Pour analyser l’influence de la distance à la côte sur la signature en Tb en fonction de l’angle d’incidence, j’ai représenté en couleur la latitude des Tb qui correspond donc approximativement à la distance de la côte (Figure E.6). Les orbites descendantes étant fortement polluées par les RFI, je n’ai représenté que l’orbite du 19 Novembre. On remarque que les oscillations sont effectivement liées à la latitude, donc potentiellement à la distance à la côte.

Récemment, Jean-Luc Vergely a mis en évidence des biais permanent à proximité de la côte (jusqu’à 10° de longitude ou latitude, soit jusqu’à environ 1000 km,

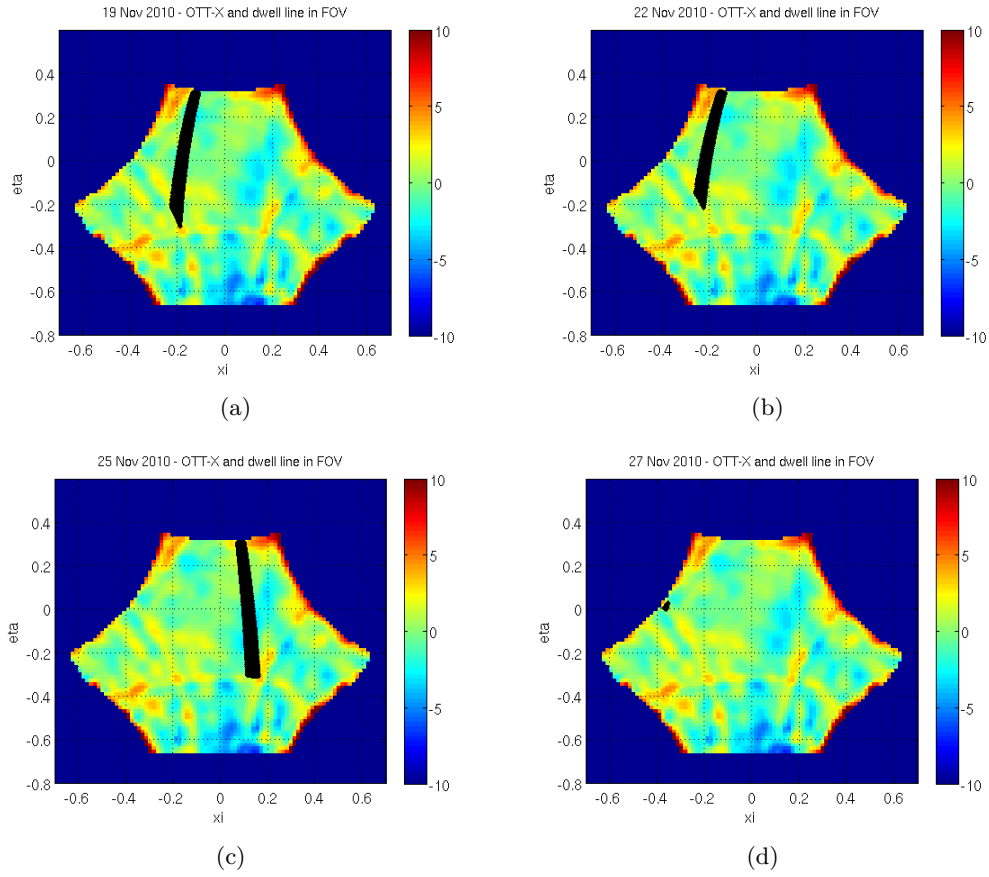


Figure E.4 – Position des pixels SMOS étudiés dans le champ de vue SMOS (trait noir) sur un fond de carte représentant le biais moyen en T_b des mesures SMOS (OTT) en polarisation X (polarisation H à $\xi=0$). Pour les orbites du (a) 19 Nov., (b) 22 Nov., (c) 25 Nov. et (d) 27 Nov.

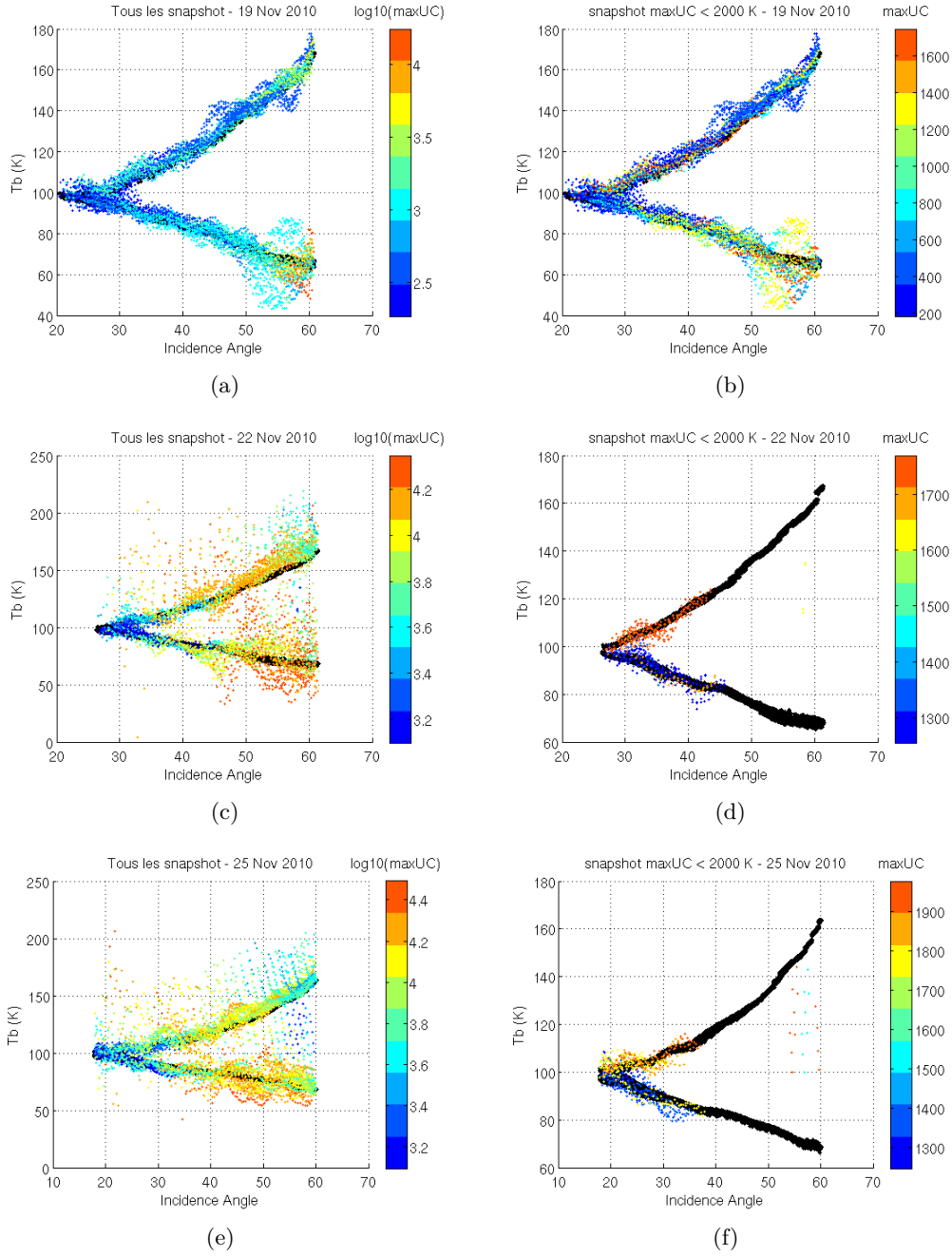


Figure E.5 – T_b en fonction de l'angle d'incidence. En noir modèle + OTT. En couleur, T_b SMOS mesurée dont l'échelle de couleur représente la T_b maximale dans le cercle unité. (à gauche) échelle de couleur logarithmique en base 10 du maximum de T_b dans le cercle unité. (à droite) sélection des snapshots pour lesquels la T_b maximale dans le cercle unité est inférieure à 2000 K avec une échelle de couleur linéaire. La date des orbites est indiquée dans le titre de chaque figure.

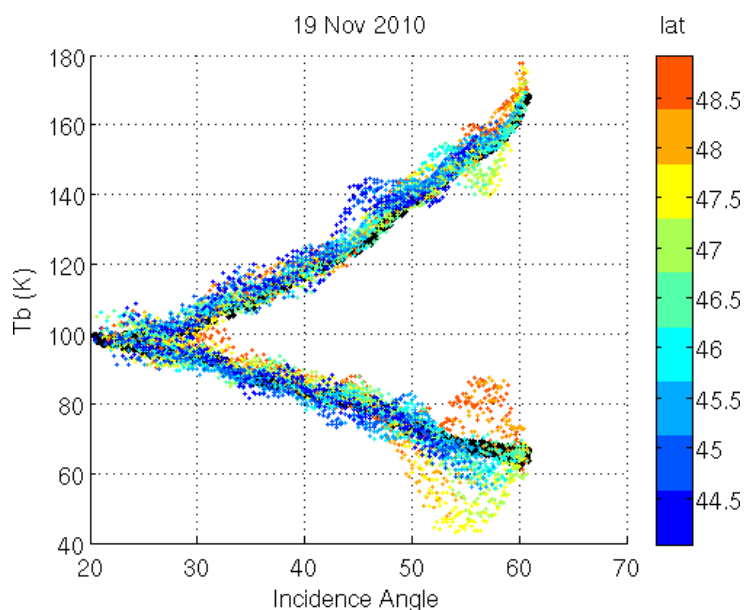


Figure E.6 – T_b en fonction de l'angle d'incidence. En noir modèle + OTT. En couleur, T_b SMOS mesurées (pour lesquelles la T_b maximale dans le cercle unité est inférieure à 2000 K) dont l'échelle de couleur représente la latitude de chaque T_b . La date de l'orbite est indiquée dans le titre de chaque figure.

Figure E.7 page suivante). Ces biais permanent semblent être des répliques de la côte décalés en longitude et latitude qu'il appelle fantôme. J'ai représenté ces fantômes dans la Figure E.3. Les fantômes tracés dans cette figure, ne sont valables que pour les orbites ascendantes, soit dans cette figure uniquement pour l'orbite du 19 Novembre. On retrouve alors dans le golfe de Gascogne les Pyrénées et le Nord de l'Espagne (en rouge) et le Bénélux avec l'Est de la France (en vert). Les fantômes se superposant dans le golfe de Gascogne, il est difficile de confirmer cette hypothèse avec les tracés de la Figure E.6. Malgré tout on peut conclure que l'influence des RFI n'expliquent pas la totalité des parasites dans le golfe de Gascogne comme on l'estimait à premier abord.

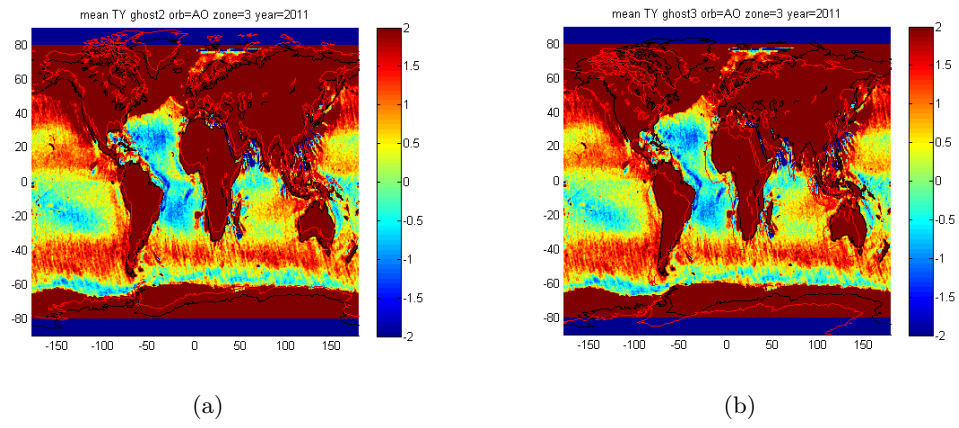


Figure E.7 – T_b sous la trace du satellite ($\xi=0$) à 42.5° d'angle d'incidence en polarisation Y (soit V sous la trace). La courbe rouge représente le décalage de la ligne de côte et représente la position des ghosts (différent pour (a) et (b)). Crédit J.L. Vergely.

Annexe F

Études des RFI à l'approche de Ouessant

Sommaire

F.1	Introduction	157
F.2	Variation du kurtosis avec la polarisation et l'angle d'incidence	158
F.3	Nouvel algorithme	158
F.4	Évaluation de l'algorithme	160
F.5	Conclusions	160

F.1 Introduction

Lors de l'analyse des vols de la campagne de Novembre 2010, on observa une différence entre le modèle et les mesures jusqu'à 2 K à l'approche de Ouessant pour des données moyennées toutes les seconde alors que l'angle d'incidence pour les trois vols (66, 68, 69) reste fixe. L'augmentation est forte en V (> 1 K) et faible voir nulle en H (< 0.5 K). Une variation de rugosité ou de SSS impliquerait une variation importante sur les deux polarisations. De même concernant l'influence des terres émergées dans les lobes secondaires CAROLS, influence qui ne provoquerait d'ailleurs pas un signal aussi fort. Le signal affectant principalement la polarisation V, les RFI semblent être une explication plus plausible. Les données à 40 ms fournis par le LATMOS (M. Pardé) sont filtrées suivant le critère de kurtosis (Section 2.4.1 page 41) pour supprimer les RFI. Or on remarque qu'une portion des RFI ne sont pas supprimées dans le vol du 19 novembre (vol 66) vers 10.2 heures (Figure F.1 page suivante, en bleu) en V et en H. L'impact est plus fort en V qu'en H. Ce filtrage des RFI est donc insuffisant bien qu'il en supprime la plus grande partie par rapport aux données rapides brutes à 1 ms (i.e. avant filtrage, Figure F.1 en rouge).

Dans un premier temps, je montrerai la variation du kurtosis en fonction de la polarisation et de l'angle d'incidence puis présenterai le nouvel algorithme et le traitement associé des données de Novembre 2010 sur l'exemple du vol du 19.

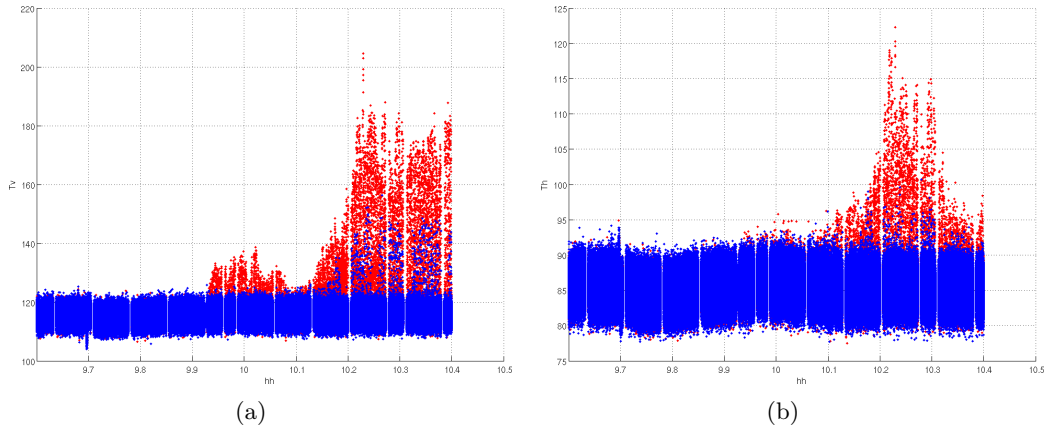


Figure F.1 – T_b en fonction du temps pour le vol 66 de la campagne de Novembre 2010. La fréquence d'échantillonnage est de 1 ms. En rouge, les données brutes filtrées seulement des données incohérentes pour des kurtosis compris entre 0 et 20. En bleu, les données filtrées pour des kurtosis compris entre 2.9 et 3.1 (données moyennées à 40 ms puis distribuées par le LATMOS). (a) pour la polarisation V. (b) pour la polarisation H.

F.2 Variation du kurtosis avec la polarisation et l'angle d'incidence

Sur la Figure F.2 page ci-contre, le kurtosis pour les polarisations H et V est tracé en fonction de l'angle d'incidence durant des Wing-Wags effectué durant le vol côtier du 20 Mai 2009. On remarque que le kurtosis dépend à la fois de la polarisation et de l'angle d'incidence. Pour le vol du 19 Novembre 2010, lorsque l'avion vole à plat, le kurtosis de l'antenne côté est compris à 90% entre 2.89 et 2.95 pour la polarisation H et 2.91 et 2.97 pr la polarisation V. En filtrant à 2.9, on perd environ 15% des données en polarisation H.

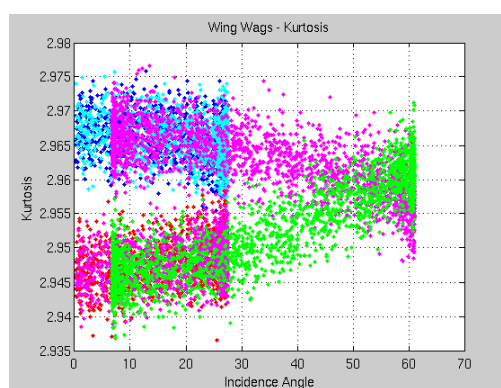
Par ailleurs, malgré des valeurs de kurtosis normales (proche de 3), la T_b peut présenter des excès (Figure F.3 page suivante). Ce sont ces données qui ont pu passer à travers le filtre sur le kurtosis.

F.3 Nouvel algorithme

Les observations précédentes, m'ont amené à préférer une méthode dynamique pour filtrer les données plutôt qu'un seuil strict sur les valeurs de kurtosis. Avant de présenter l'algorithme, je rappelle que les mesures CAROLS sont acquises pendant 800 ms puis un étalonnage est effectué durant 200 ms. Donc quand je parlerai de moyenne sur 1 seconde, il s'agit en fait, d'une moyenne sur un block de 800 ms.

L'algorithme suivant se décompose en 4 étapes :

1. Estimation de l'écart-type (σ) sur 1 seconde de la T_b et des valeurs de kurtosis en polarisation H et V. L'estimation de l'écart-type se fait à l'aide de l'écart interquartile (iqr) qui est plus robuste aux outliers. Dans le cas gaussien : $\sigma = 0.7413iqr$.
2. Sélection des données qui satisfont à un écart inférieur à 3 sigma par rapport à la valeur médiane sur 1 seconde pour à la fois les T_b et les valeurs de kurtosis en polarisation H et V.



(a)

Figure F.2 – Kurtosis des Tb en polarisation V (bleu et magenta) et H (rouge et vert) en fonction de l'angle d'incidence durant les wing-wags du vol côtier du 20 Mai 2009. Valeurs de kurtosis moyennées sur 40 ms.

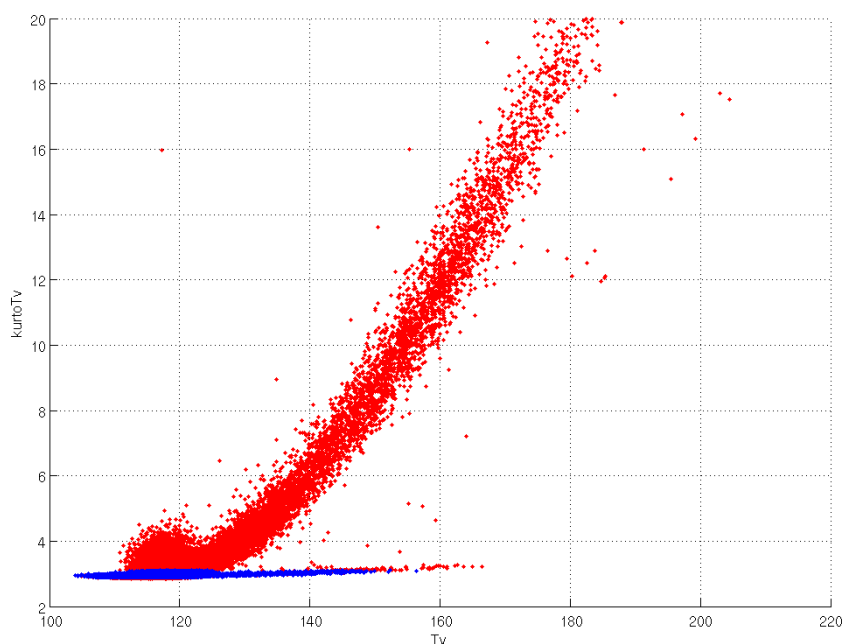


Figure F.3 – Kurtosis des Tb en fonction des Tb pour la polarisation V. En rouge pour les données brutes, en bleu les données distribuées par le LATMOS précédemment.

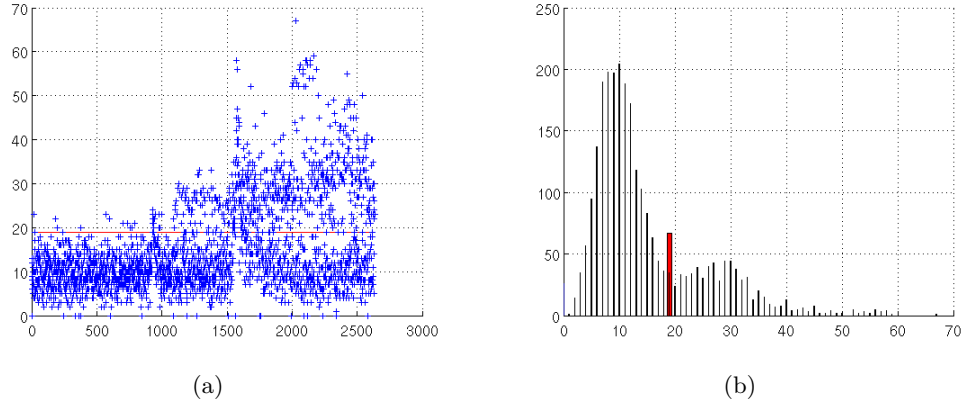


Figure F.4 – (a) Nombre de données par block de 800 ms signalées comme RFI en fonction du temps (nb de block). (b) Histogramme du nombre données par block signalées comme RFI. La ligne rouge représente le seuil à partir duquel le block est signalé comme étant affecté par les RFI.

3. Mise en place d'un drapeau RFI si plus de 19 données sur 800 (2%) sont supprimées pour chaque block de 1 seconde.
4. Sélection de la médiane de chacun des blocks de 1 seconde filtrés.

F.4 Évaluation de l'algorithme

La Figure F.4 indique le nombre de données supprimées par block de 1 seconde. Au maximum, sur ce jeu de données, on supprime 70 données sur 800 données. On lève un drapeau RFI lorsqu'on supprime plus de 19 données, valeur qui a été choisit au regard de l'histogramme. En absence de RFI, i.e. pour la majorité des blocks, on supprime moins de 2% des données.

L'évaluation du nouvel algorithme par rapport au précédent met en évidence (Figure F.5 page suivante) une correction d'environ à partir de 10 :10 0.5 K à 1 K de l'algorithme précédent (kurtosis entre 2.9 et 3.1 et moyenne sur 40 ms) par rapport à l'algorithme actuel. Une évaluation de l'impact maximum de ces RFI sur le signal est représenté dans la Figure F.6(a) page ci-contre. Si on considère que l'algorithme décrit dans ce chapitre est optimal, l'impact des RFI sur le signal moyenné sur 1 s (sans aucun filtrage de RFI) est au maximum de l'ordre de 2 K. Si au lieu de moyenné les données brutes par block de 1 s, on utilisait directement la médiane sur ces données (Figure F.6(b)), l'impact des RFI est grandement diminué et n'est plus que d'environ 0.2 K.

F.5 Conclusions

On a montré que l'algorithme développé permettait de corriger jusqu'à 0.5 K par rapport à un filtrage classique basé sur le kurtosis suivi d'un moyennage. De plus, notre méthode dynamique permet d'évaluer la médiane sur un plus grand nombre de données (98%) que celle basée sur un seuil du kurtosis entre 2.9 et 3.1 (85% des données en polarisation V). Après le filtrage des données, le choix de la médiane ou d'une moyenne n'est pas significatif. La différence entre les deux méthodes sur 1 seconde est du niveau du bruit, i.e. < 0.05 K pour plus de la moitié des données.

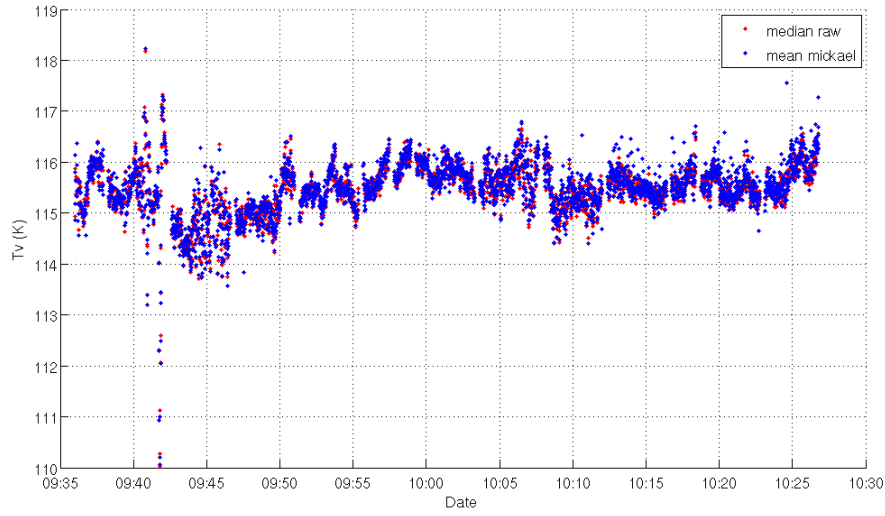


Figure F.5 – T_b en polarisation V en fonction du temps pour le traitement de RFI précédent (en bleu) et pour celui avec le nouvel algorithme (en rouge).

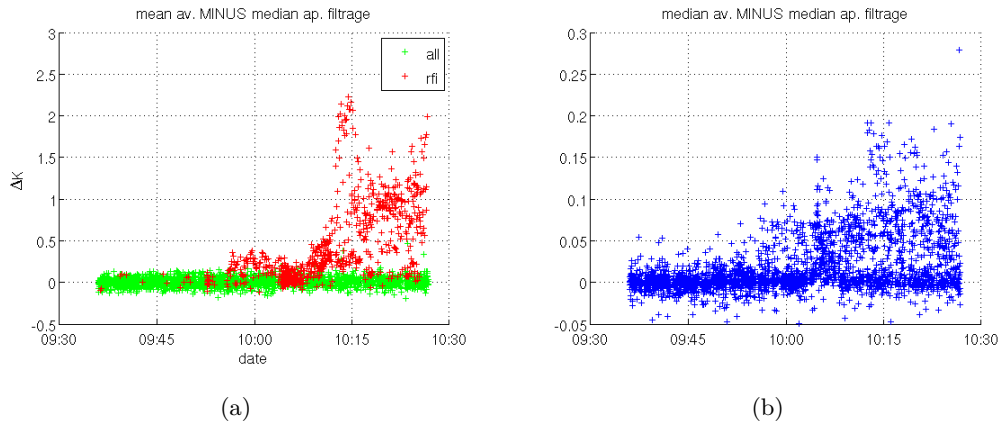


Figure F.6 – (a) Différence de la moyenne des données brutes à 1s (avant filtrage) avec la valeur médiane à 1s après filtrage. (b) Différence de la valeur médiane des données brutes à 1s (avant filtrage) avec la valeur médiane à 1s après filtrage. En vert, pour tous les blocks. En rouge, pour les blocks signalés comme RFI par le nouvel algorithme.

Annexe G

Signal Galactique

La Figure G.1 et la Figure G.2 page suivante sont en support à la discussion sur les incertitudes de l'estimation de la diffusion du signal céleste sur l'océan (Section 2.3.4 page 35). Les Figures G.3 et G.4 présentent l'origine du signal céleste réfléchi spéculairement par la surface de l'océan correspondant aux vols étudiés dans le Chapitre 7.

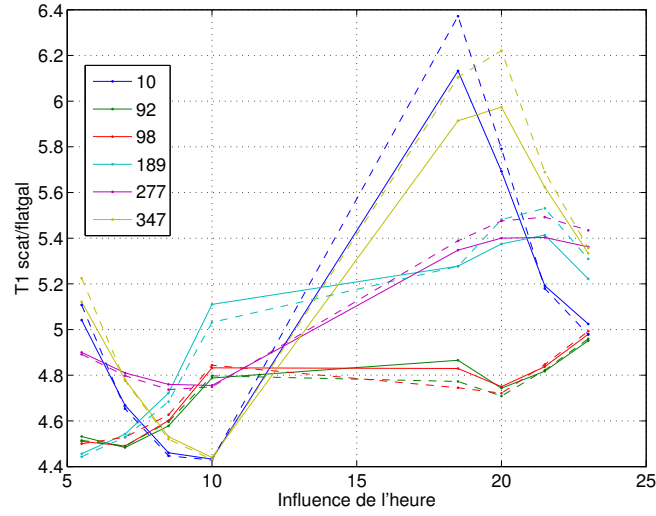


Figure G.1 – Signal galactique (T_1) après réflexion (trait tiret) ou diffusion (trait plein) à la surface de l’océan après intégration sur le lobe d’antenne. Les couleurs représentent les directions de visée du radiomètre. Les coefficients de diffusion ont été calculés pour des vents de 7 m/s. Les différentes courbes de couleurs représentent l’angle d’azimut de l’antenne côté du radiomètre. Cet angle vaut 0° quand l’antenne pointe vers l’Ouest et l’avion se dirige vers le Sud et 90° quand l’antenne pointe vers le Sud et l’avion se dirige vers l’Est. Les données ont été tracées pour le 19 Novembre 2010.

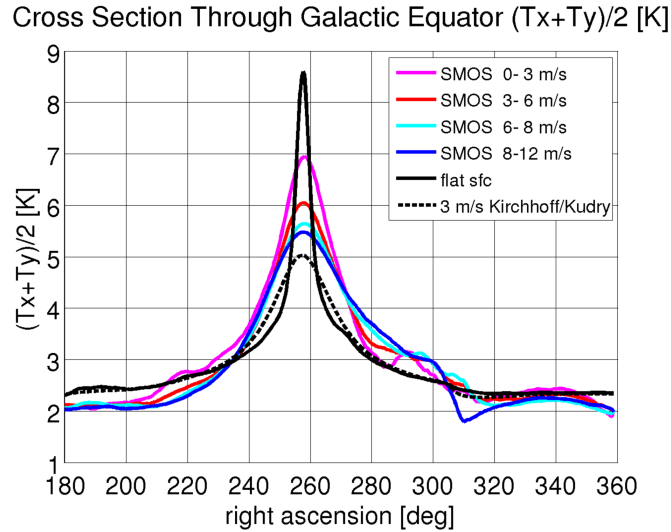


Figure G.2 – Signal galactique (T_1) après réflexion spéculaire (trait plein noir) ou diffusion avec un vent de 3 m/s (trait tiret noir) à la surface de l’océan d’après le modèle de [Tenerelli et al., 2008]. Les couleurs représentent le signal déduit des mesures SMOS à différentes gammes de vitesses de vent. Crédit J. Tenerelli.

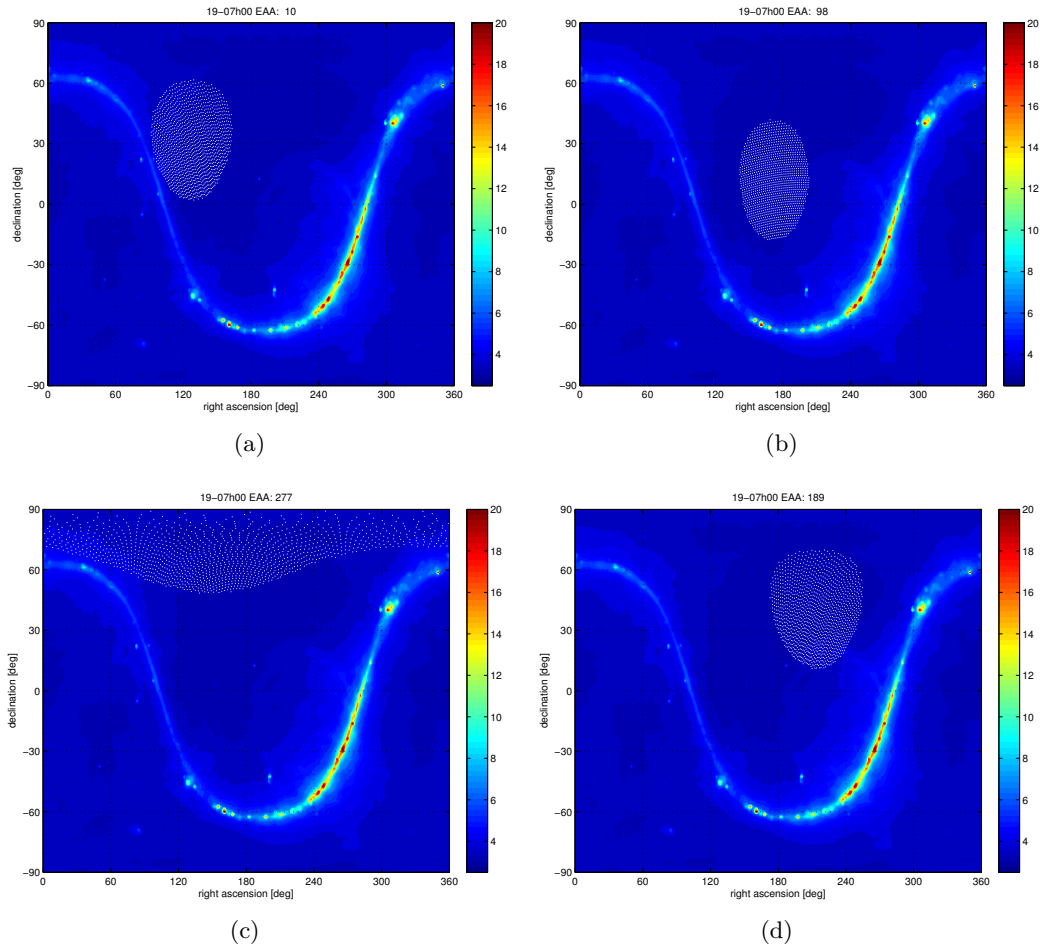


Figure G.3 – *Projection de l'antenne sur la sphère céleste pour quatre directions de vol (matin). Pour le 19 Novembre 2010 à 07h00TU.*

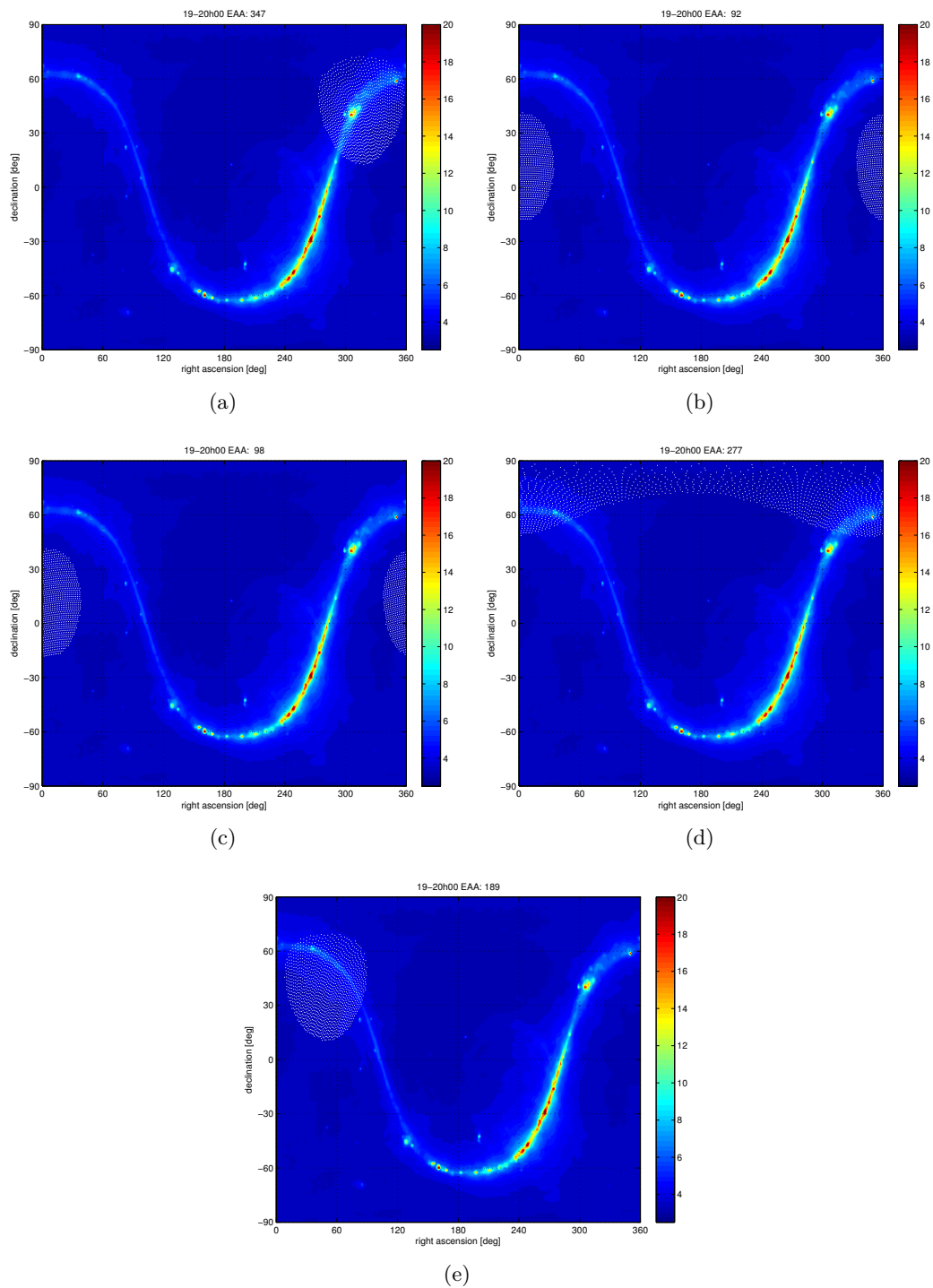


Figure G.4 – *Projection de l'antenne sur la sphère céleste pour cinq directions de vol (soir). Pour le 19 Novembre 2010 à 20h00TU.*

Annexe H

Carte de résidu de Tb en polarisation H

Suite aux études montrées dans le Chapitre 7, j'ai cherché à comparer les structures spatiales des résidus de T_A (Figure H.1 page suivante) par rapport aux structures spatiales des anomalies de mss (Figure 5.7 page 89).

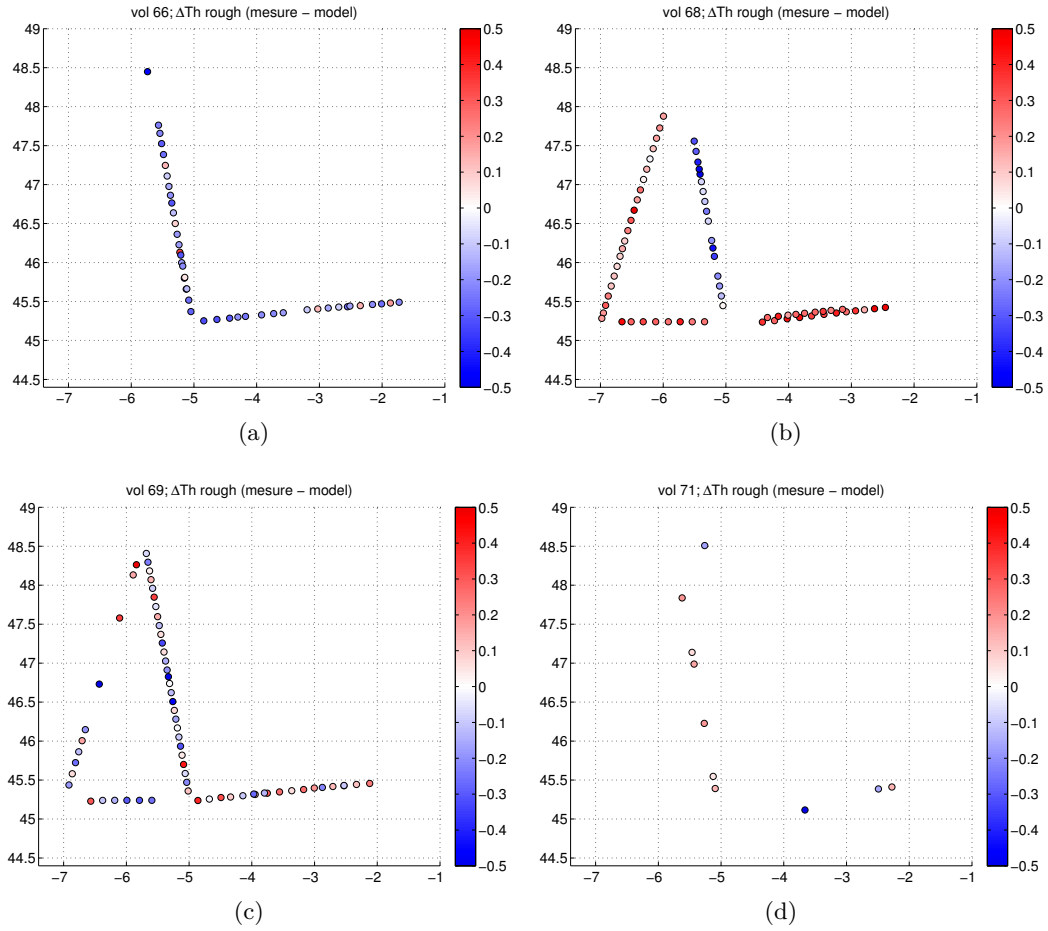


Figure H.1 – Carte de $\Delta T_{b_{rough}}$ avec le modèle TS-DV12 en polarisation H le long de la trajectoire de l'avion des quatre vols de la campagne de Novembre 2010.

Bibliographie

- [Alory et al., 2012] Alory, G., Maes, C., Delcroix, T., Reul, N., and Illig, S. (2012). Seasonal dynamics of sea surface salinity off panama : The far eastern pacific fresh pool. Journal of Geophysical Research : Oceans, 117(C4) :C04028.
- [Anterrieu et al., 2012] Anterrieu, E., Khazaal, A., Kerr, Y., Cabot, F., and Soldo, Y. (2012). A parametric approach for rfi detection and mitigation in smos level 1a data. In IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2012. IGARSS 2012.
- [Antonov et al., 2006] Antonov, J. I., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Mishonov, A. V., Garcia, H. E., and Levitus, S. (2006). World Ocean Atlas 2005 Volume 2 : Salinity. NOAA Atlas NESDIS, 62(2).
- [Antonov et al., 2010] Antonov, J. I., Seidov, Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., and R., J. D. (2010). World Ocean Atlas 2009 Volume 2 : Salinity. Technical report, S. Levitus Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Gov. Printing Office, Washington.
- [Apel, 1994] Apel, J. R. (1994). An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter. Journal of Geophysical Research : Oceans, 99(C8) :16269–16291.
- [Ardhuin, 2012] Ardhuin, F. (2012). Les vagues : un compartiment important du système terre. Support pédagogique des cours données à l’Université de Bretagne Occidentale et à l’ENSTA-Paris Tech.
- [Ardhuin et al., 2010] Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L., and Collard, F. (2010). Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I : Definition, Calibration, and Validation. Journal of Physical Oceanography, 40(9) :1917–1941.
- [Barrick, 1968] Barrick, D. (1968). Relationship between slope probability density function and the physical optics integral in rough surface scattering. Proceedings of the IEEE, 56(10) :1728 – 1729.
- [Bentamy et al., 1994] Bentamy, A., Quilfen, Y., Queffelec, P., and Cavanie, A. (1994). Calibration of the ERS-1 scatterometer C-band model. Tech. Rep. DRO/OS-94-01 72 pp, IFREMER.
- [Blanch and Aguiasca, 2004] Blanch, S. and Aguiasca, A. (2004). Seawater dielectric permittivity model from measurements at L band. In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS ’04. Proceedings. 2004 IEEE International, volume 2, pages 1362 – 1365 vol.2.
- [Blume et al., 1978] Blume, H., Kendall, B., and Fedors, J. (1978). Measurement of ocean temperature and salinity via microwave radiometry. Boundary-Layer Meteorology, 13(1) :295–308.

- [Boutin et al., 2011] Boutin, J., Leduc-Leballeur, M., Pardé, M., Zribi, M., Fanise, P., Reverdin, G., Tenerelli, J., and Reul, N. (2011). Interpretation of carols L-band measurements in the gulf of biscay (september 2007). In PIERS ONLINE, volume vol 7.
- [Boutin et al., 2013] Boutin, J., Martin, N., Reverdin, G., Yin, X., and Gaillard, F. (2013). Sea surface freshening inferred from SMOS and ARGO salinity : impact of rain. Ocean Sci., 9(1) :183–192.
- [Boutin et al., 2012] Boutin, J., Martin, N., Yin, X., Font, J., Reul, N., and Spurgeon, P. (2012). First assessment of smos data over open ocean : Part ii sea surface salinity. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 50(5) :1662 – 1675.
- [Burrage et al., 2008] Burrage, D., Wesson, J., Goodberlet, M., and Miller, J. (2008). Optimizing Performance of a Microwave Salinity Mapper : STARRS L-Band Radiometer Enhancements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 25(5) :776–793.
- [Camps et al., 2004] Camps, A., Font, J., Vall-llossera, M., Gabarro, C., Corbella, I., Duffo, N., Torres, F., Blanch, S., Aguasca, A., Villarino, R., Enrique, L., Miranda, J., Arenas, J., Julia, A., Etcheto, J., Caselles, V., Weill, A., Boutin, J., Contardo, S., Niclos, R., Rivas, R., Reising, S., Wursteisen, P., Berger, M., and Martin-Neira, M. (2004). The WISE 2000 and 2001 field experiments in support of the SMOS mission : sea surface L-band brightness temperature observations and their application to sea surface salinity retrieval. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42(4) :804 – 823.
- [Cardone, 1969] Cardone, V. J. (1969). Specification of the wind distribution in the marine boundary layer for wave forecasting. Technical report.
- [Contreras and Plant, 2006] Contreras, R. and Plant, W. (2006). Surface effect of rain on microwave backscatter from the ocean : Measurements and modeling. Journal of geophysical research, 111(C8) :C08019.
- [Dee et al., 2011] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(656) :553–597.
- [Dinnat, 2003] Dinnat, E. (2003). De la détermination de la salinité de surface des océans à partir de mesures radiométriques hyperfréquences en bande L. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- [Dinnat, 2006] Dinnat, E. (august 2006). Correcting for roughness effect on L-band brightness temperature in the scope of sea surface salinity remote sensing : the active/passive synergy. Ewp 2303, ESTEC/European Space Agency.
- [Dinnat et al., 2003] Dinnat, E., Boutin, J., Caudal, G., and Etcheto, J. (2003). Issues concerning the sea emissivity modeling at L band for retrieving surface salinity. Radio Science, 38(4) :8060.
- [Dinnat et al., 2008] Dinnat, E., Le Vine, D., and Abraham, S. (2008). L-band radiometry and reflection of the galaxy by a rough ocean surface. In Microwave

- Radiometry and Remote Sensing of the Environment, 2008. MICRORAD 2008, pages 1–4.
- [Dinnat et al., 2002] Dinnat, E. P., Boutin, J., Caudal, G., Etcheto, J., and Waldteufel, P. (2002). Influence of sea surface emissivity model parameters at L-band for the estimation of salinity. International Journal of Remote Sensing, 23(23) :5117–5122.
- [Dinnat and Le Vine, 2008] Dinnat, E. P. and Le Vine, D. M. (2008). Impact of Sun Glint on Salinity Remote Sensing : An Example With the Aquarius Radiometer. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46(10) :3137–3150.
- [Donelan et al., 1993] Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D., and Anderson, R. J. (1993). On the Dependence of Sea Surface Roughness on Wave Development. Journal of Physical Oceanography, 23(9) :2143–2149.
- [Droppleman, 1970] Droppleman, J. D. (1970). Apparent microwave emissivity of sea foam. Journal of Geophysical Research, 75(3) :696–698.
- [Droppleman et al., 1970] Droppleman, J. D., Mennella, R. A., and Evans, D. E. (1970). An airborne measurement of the salinity variations of the Mississippi River Outflow. Journal of Geophysical Research, 75(30) :5909–5913.
- [Dulk and Gary, 1983] Dulk, G. A. and Gary, D. E. (1983). The sun at 1.4 GHz - Intensity and polarization. Astronomy and Astrophysics, 124 :103–107.
- [Durack et al., 2012] Durack, P., Wijffels, S., and Matear, R. (2012). Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. science, 336(6080) :455–458.
- [Durden and Vesecky, 1985] Durden, S. and Vesecky, J. (1985). A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell. Oceanic Engineering, IEEE Journal of, 10(4) :445–451.
- [Elfouhaily et al., 1997] Elfouhaily, T., Chapron, B., Katsaros, K., and Vandemark, D. (1997). A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. Journal of Geophysical Research, 102(C7) :15781–15.
- [Ellison et al., 1998] Ellison, W., Balana, A., Delbos, G., Lamkaouchi, K., Eymard, L., Guillou, C., and Prigent, C. (1998). New permittivity measurements of seawater. Radio Science, 33(3) :639–648.
- [Etcheto et al., 2004] Etcheto, J., Dinnat, E., Boutin, J., Camps, A., Miller, J., Contardo, S., Wesson, J., Font, J., and Long, D. (2004). Wind speed effect on L-band brightness temperature inferred from EuroSTARRS and WISE 2001 field experiments. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42(10) :2206–2213.
- [Fanise et al., 2011] Fanise, P., Pardé, M., Zribi, M., Dechambre, M., and Caudoux, C. (2011). Analysis of RFI Identification and Mitigation in CAROLS Radiometer Data Using a Hardware Spectrum Analyser. Sensors, 11(3) :3037–3050.
- [Farge, 1975] Farge, Y. (1975). Le rayonnement synchrotron et ses applications diverses en physique, chimie et biologie. Le Journal de Physique Colloques, 36(C7) :C7–17–C7–32.
- [Fieux, 2010] Fieux, M. (2010). L’océan planétaire. ENSTA.
- [Font et al., 2012] Font, J., Boutin, J., Reul, N., Spurgeon, P., Ballabrera, A., Gourrion, J., Hénocq, C., Samantha, L., Martin, N., Martinez, J., McCulloch, M., Meirold-Mautner, I., Petitcolin, F., Portabella, M., Sabia, R., Talone, M., Teneirelli, J., Turiel, A., Vergely, J., Waldteufel, P., Yin, X., Zine, S., and Delwart, S.

- (2012). Smos first data analysis for sea surface salinity determination. Int. J. Remote Sensing.
- [Fournier et al., 2012] Fournier, S., Reul, N., Chapron, B., and Tenerelli, J. (2012). Spatio-Temporal Coherence between Spaceborne Measurements of Salinity and Light Absorption in the Amazone Plume Region. In ESA Special Publication, volume 703, page 10.
- [Freedman et al., 2012] Freedman, A., Yueh, S. H., Fore, A. G., Neumann, G., Hu-
neycutt, B., and Chen, C. (2012). L-band rfi observed by the aquarius scatter-
ometer : Detection, mitigation, and analysis. In IEEE International Geoscience
and Remote Sensing Symposium, 2012. IGARSS 2012.
- [Grotsky et al., 2012] Grotsky, S. A., Reul, N., Lagerloef, G., Reverdin, G., Carton,
J. A., Chapron, B., Quilfen, Y., Kudryavtsev, V. N., and Kao, H.-Y. (2012). Haline
hurricane wake in the Amazon/Orinoco plume : AQUARIUS/SACD and SMOS
observations. Geophysical Research Letters, 39(20) :L20603.
- [Guimbard, 2010] Guimbard, S. (2010). Interprétation et modélisation de mesures à
distance de la surface marine dans le domaine micro-onde. PhD thesis, Université
Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines.
- [Guimbard et al., 2012] Guimbard, S., Gourrion, J., Portabella, M., Turiel, A., Ga-
barro, C., and Font, J. (2012). SMOS Semi-Empirical Ocean Forward Model
Adjustment. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 50(5) :1676–
1687.
- [Hauser et al., 2008] Hauser, D., Caudal, G., Guimbard, S., Mouche, A., et al.
(2008). A study of the slope probability density function of the ocean waves
from radar observations. J. Geophys. Res, 113 :C02006.
- [Hauser et al., 1992] Hauser, D., Caudal, G., Rijckenberg, G.-J., Vidal-Madjar, D.,
Laurent, G., and Lancelin, P. (1992). RESSAC : a new airborne FM/CW radar
ocean wave spectrometer. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions
on, 30(5) :981–995.
- [Hauser et al., 2003] Hauser, D., Podvin, T., Dechambre, M., Valentin, R., Caudal,
G., and Daloze, J. (2003). Storm : A new airborne polarimetric real-aperture
radar for earth observations. In Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric
Interferometry, volume 529, page 62.
- [Henocq, 2009] Henocq, C. (2009). Préparation de l'étalonnage et de la validation
des mesures de salinité SMOS : De l'influence de la stratification verticale de la
salinité. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- [Ho and Hall, 1973] Ho, W. and Hall, W. (1973). Measurements of the dielectric
properties of seawater and NaCl solutions at 2.65 GHz. Journal of Geophysical
Research, 78(27) :6301–6315.
- [Ho et al., 1974] Ho, W., Love, A., and Melle, M. (1974). Measurements of the di-
electric properties of sea water at 1.43 GHz. Technical report, NASA, Greenbelt,
MD, NASA Contractor Rep. CR-2458.
- [Huffman et al., 2007] Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B.,
Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F. (2007).
The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Mul-
tiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. Journal of
Hydrometeorology, 8(1) :38–55.

- [IOC et al., 2010] IOC, SCOR, and IAPSO (2010). The international thermodynamic equation of seawater–2010 : Calculation and use of thermodynamic properties. Number 56. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides, unesco (english) edition.
- [Irisov, 1997] Irisov, V. G. (1997). Small-slope expansion for thermal and reflected radiation from a rough surface. Waves in Random Media, 7(1) :1–10.
- [ITU, 2003a] ITU (2003a). Bandes de fréquences et largeurs de bande utilisées pour la télédétection passive par satellite, Recommandation UIT-R RS.515-4.
- [ITU, 2003b] ITU (2003b). Bandes de fréquences préférées pour les mesures en radioastronomie, Recommandation UIT-R RA.314-10.
- [Johnson and Zhang, 1999] Johnson, J. and Zhang, M. (1999). Theoretical study of the small slope approximation for ocean polarimetric thermal emission. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 37(5) :2305 –2316.
- [Kalberla et al., 2005] Kalberla, P., Burton, W., Hartmann, D., Arnal, E., Bajaja, E., Morras, R., and Poppel, W. (2005). The Leiden/Argentine/Bonn (LAB) Survey of Galactic HI : Final data release of the combined LDS and IAR surveys with improved stray-radiation corrections. Arxiv preprint astro-ph/0504140.
- [Kaleschke et al., 2012] Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., Maaß, N., Mäkynen, M., and Drusch, M. (2012). Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period. Geophysical Research Letters, 39(5).
- [Kerr et al., 2010] Kerr, Y., Waldteufel, P., Wigneron, J., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., et al. (2010). The SMOS Mission : New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. Proceedings of the IEEE, 98(5) :666–687.
- [Klein and Swift, 1977] Klein, L. and Swift, C. (1977). An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 2(1) :104–111.
- [Kristensen et al., 2012] Kristensen, S., Balling, J., and Sobjaerg, S. (2012). Rfi in smos data detected by polarimetry. In IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2012. IGARSS 2012.
- [Kudryavtsev et al., 2003] Kudryavtsev, V., Hauser, D., Caudal, G., and Chapron, B. (2003). A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. background model. J. Geophys. Res, 108(C3) :8054.
- [Lagerloef et al., 1995] Lagerloef, G., Swift, C., and Le Vine, D. M. (1995). Sea surface salinity : The next remote sensing challenge. Oceanography, 8(2) :44–50.
- [Lagerloef et al., 2012] Lagerloef, G., Wentz, F., Yueh, S., Kao, H.-Y., Johnson, G. C., and Lyman, J. M. (2012). Aquarius Satellite Mission Provides New, Detailed View of Sea Surface Salinity, volume 93, chapter S70-S71, pages S1–S282. American Meteorological Society.
- [Lang et al., 2010] Lang, R., Jin, Y., Utku, C., Gu, S., and Le Vine, D. (2010). A new model function for the permittivity of seawater at 1.413GHZ. In Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment (MicroRad), 2010 11th Specialist Meeting on, pages 121 –123.
- [Le Vine and Abraham, 2004] Le Vine, D. and Abraham, S. (2004). Galactic noise and passive microwave remote sensing from space at l-band. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 42(1) :119 – 129.

- [Le Vine et al., 2007] Le Vine, D., Jackson, T., and Haken, M. (2007). Initial Images of the Synthetic Aperture Radiometer 2D-STAR. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45(11) :3623 –3632.
- [Le Vine et al., 1990] Le Vine, D., Kao, M., Swift, C., Griffis, A., and Tanner, A. (1990). Initial Results In The Development Of A Synthetic Aperture Microwave Radiometer. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28(4) :614 – 619.
- [Le Vine et al., 2001] Le Vine, D., Swift, C., and Haken, M. (2001). Development of the synthetic aperture microwave radiometer, ESTAR. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(1) :199 –202.
- [Le Vine et al., 1998] Le Vine, D. M., Kao, M., Garvine, R., and Sanders, T. (1998). Remote sensing of ocean salinity : Results from the Delaware coastal current experiment. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 15 :1478–1484.
- [Le Vine et al., 2010] Le Vine, D. M., Lagerloef, G., and Torrusio, S. (2010). Aquarius and Remote Sensing of Sea Surface Salinity from Space. Proceedings of the IEEE, 98(5) :688–703.
- [Lee et al., 2012] Lee, T., Lagerloef, G., Gierach, M. M., Kao, H.-Y., Yueh, S., and Dohan, K. (2012). Aquarius reveals salinity structure of tropical instability waves. Geophysical Research Letters, 39(12) :L12610.
- [Lefèvre et al., 2010] Lefèvre, N., Diverrès, D., and Gallois, F. (2010). Origin of CO₂ undersaturation in the western tropical Atlantic. Tellus B, 62(5) :595–607.
- [Lerner and Hollinger, 1977] Lerner, R. and Hollinger, J. (1977). Analysis of 1.4 GHz radiometric measurements from Skylab. Remote Sensing of Environment, 6(4) :251–269.
- [Leynia de la Jarrige, 2011] Leynia de la Jarrige, E. (2011). Sources de bruit actives ultra stables à faible température de bruit pour la radiométrie micro-onde. PhD thesis, Université Paul Sabatier Toulouse III.
- [Liu et al., 2011] Liu, Q., Weng, F., and English, S. (2011). An improved fast microwave water emissivity model. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 49(4) :1238 –1250.
- [Loch-Duplex et al., 1996] Loch-Duplex, N., Vidal-Madjar, D., and Hardange, J.-P. (1996). On the calibration of the helicopter borne polarimetric radar René. Annals of Telecommunications, 51(5) :245–257.
- [Malardé et al., 2009] Malardé, D., Wu, Z., Grosso, P., de Bougrenet de la Tocnaye, J., and Le Menn, M. (2009). High-resolution and compact refractometer for salinity measurements. Measurement Science and Technology, 20 :015204.
- [Martin et al., 2012] Martin, A., Boutin, J., Hauser, D., Reverdin, G., Pardé, M., Zribi, M., Fanise, P., Chanut, J., Lazure, P., Tenerelli, J., and Reul, N. (2012). Remote Sensing of Sea Surface Salinity From CAROLS L-Band Radiometer in the Gulf of Biscay. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 50(5) :1703 –1715.
- [Meissner and Wentz, 2004] Meissner, T. and Wentz, F. (2004). The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 42(9) :1836–1849.
- [Meissner and Wentz, 2012] Meissner, T. and Wentz, F. (2012). The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 ghz over a large range of wind speeds and earth incidence angles. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 50(8) :3004–3026.

- [Miller et al., 1998] Miller, J., Goodberlet, M., and Zaitzeff, J. (1998). Airborne salinity mapper makes debut in coastal zone. EOS Transactions, 79 :173.
- [Monahan and O’Muircheartaigh, 1986] Monahan, E. and O’Muircheartaigh, I. (1986). Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. International Journal of Remote Sensing, 7(5) :627–642.
- [Njoku et al., 2000] Njoku, E., Wilson, W., Yueh, S., and Rahmat-Samii, Y. (2000). A large-antenna microwave radiometer-scatterometer concept for ocean salinity and soil moisture sensing. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38(6) :2645–2655.
- [Ogilvy, 1991] Ogilvy, J. A. (1991). Theory of wave scattering from random rough surfaces. Institute of Physics Publishing.
- [Oliva et al., 2012] Oliva, R., Nieto, S., and Felix, F. (2012). Rfi detection algorithm : Accurate geolocation of the interfering. In IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2012. IGARSS 2012.
- [Pardé et al., 2011] Pardé, M., Zribi, M., Fanise, P., and Dechambre, M. (2011). Analysis of RFI : issue using the CAROLS L-Band experiment. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 49(3) :1063 –1070.
- [Peake, 1959] Peake, W. (1959). Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. Antennas and Propagation, IRE Transactions on, 7(5) :324 – 329.
- [Peichl et al., 2004] Peichl, M., Greiner, M., Wittmann, V., Anterrieu, E., Picard, B., Skou, N., and Sobjaerg, S. (2004). Midterm Report : Scientific Inputs for the SMOS Level 1 Processor Development. Technical report, DTU.
- [Pierson and Moskowitz, 1964] Pierson, W. and Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. Journal of Geophysical Research, 69(24) :5181–5190.
- [Reed et al., 1995] Reed, J. E., Hester, J. J., Fabian, A. C., and Winkler, P. F. (1995). The Three-dimensional Structure of the Cassiopeia A Supernova Remnant. I. The Spherical Shell. The Astrophysical Journal, 440 :706.
- [Reichart and Stephens, 2000] Reichart, D. E. and Stephens, A. W. (2000). The Fading of Supernova Remnant Cassiopeia A from 38 MHZ to 16.5 GHZ from 1949 to 1999 with New Observations at 1405 MHZ. The Astrophysical Journal, 537 :904–908.
- [Reul and Chapron, 2001] Reul, N. and Chapron, B. (2001). Effects of foam on the emissivity of the sea surface at L-band. IFREMER.
- [Reul and Chapron, 2003] Reul, N. and Chapron, B. (2003). A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications. Journal of Geophysical Research : Oceans, 108(C10).
- [Reul et al., 2013] Reul, N., Fournier, S., Boutin, J., Hernandez, O., Maes, C., Chapron, B., Alory, G., Quilfen, Y., Tenerelli, J., Morisset, S., Kerr, Y., and Mecklenburg, S. (2013). Sea surface salinity observations from space with smos satellite : a new tool to better monitor the marine branch of the water cycle. In Surveys in Geophysics.
- [Reul et al., 2009] Reul, N., Saux-Picart, S., Chapron, B., Vandemark, D., Tournadre, J., and Salisbury, J. (2009). Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume. Geophysical Research Letters, 36(13).

- [Reul et al., 2006] Reul, N., Tenerelli, J., Chapron, B., Guimbard, S., Kerbaol, V., and Collard, F. (2006). CoSMOS OS Campaign. IFREMER, Brest, France.
- [Reul et al., 2008a] Reul, N., Tenerelli, J., Chapron, B., Guimbard, S., Picard, S.-S., Le Traon, P.-Y., and Zine, S. (2008a). Preparing the potential and challenge of remote sensing-based sea surface salinity estimation : the cosmos airborne campaign. In Proc. SPIE 7150, page 715006.
- [Reul et al., 2007] Reul, N., Tenerelli, J., Chapron, B., and Waldteufel, P. (2007). Modeling Sun Glitter at L-Band for Sea Surface Salinity Remote Sensing With SMOS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45(7) :2073–2087.
- [Reul et al., 2008b] Reul, N., Tenerelli, J., Floury, N., and Chapron, B. (2008b). Earth-viewing L-band radiometer sensing of sea surface scattered celestial sky radiation-Part II : Application to SMOS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46(3) :675–688.
- [Reverdin et al., 2010] Reverdin, G., Boutin, J., Martin, N., Lourenco, A., Bouruet-Aubertot, P., Lavin, A., Mader, J., Blouch, P., Rolland, J., Gaillard, F., and Lazure, P. (2010). Temperature Measurements from Surface Drifters. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 27(8) :1403–1409.
- [Reverdin et al., 2013a] Reverdin, G., Marié, L., Lazure, P., d'Ovidio, F., Boutin, J., Testor, P., Martin, N., Lourenco, A., Gaillard, F., Lavin, A., Rodriguez, C., Somavilla, R., Mader, J., Rubio, A., Blouch, P., Rolland, J., Bozec, Y., Charria, G., Batifoulier, F., Dumas, F., Louazel, S., and Chanut, J. (2013a). Freshwater from the Bay of Biscay shelves in 2009. Journal of Marine Systems, 109–110, Supplement :S134–S143.
- [Reverdin et al., 2013b] Reverdin, G., Morisset, S., Bourras, D., Martin, N., Lourenco, A., Boutin, J., Caudoux, C., Font, J., and Salvador, J. (2013b). Surpact : A SMOS surface wave rider for air-sea interaction. Oceanography, 26(1) :48–57.
- [Reverdin et al., 2012] Reverdin, G., Morisset, S., Boutin, J., and Martin, N. (2012). Rain-induced variability of near sea-surface T and S from drifter data. Journal of Geophysical Research-Oceans, 117.
- [Riser et al., 2008] Riser, S. C., Ren, L., and Wong, A. (2008). Salinity in ARGO. Oceanography, 21(1) :56.
- [Rotbøll et al., 2003] Rotbøll, J., Søbjaerg, S., and Skou, N. (2003). A novel L-band polarimetric radiometer featuring subharmonic sampling. Radio Science, 38(3) :8046.
- [Schmitt, 2008] Schmitt, R. (2008). Salinity and the Global Water Cycle. Oceanography, 21(1) :12.
- [Schulz, 2002] Schulz, J. (2002). Scientific requirements and impact of space observations of ocean salinity for modelling and climate studies. Technical Report 214, p.51-59, Nansen Environ. Remote Sens. Cent., Bergen, Norway.
- [Schwarz et al., 1997] Schwarz, U. J., Goss, W. M., and Kalberla, P. M. W. (1997). WSRT HI synthesis absorption study towards Cassiopeia A. Astronomy and Astrophysics Supplement Series, 123 :43–58.
- [Skou and Hoffman-Bang, 2005] Skou, N. and Hoffman-Bang, D. (2005). L-band radiometers measuring salinity from space : atmospheric propagation effects. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43(10) :2210–2217.
- [Smith, 1988] Smith, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. Journal of Geophysical Research : Oceans, 93(C12) :15467–15472.

- [Smith et al., 1992] Smith, S. D., Anderson, R. J., Oost, W. A., Kraan, C., Maat, N., Cosmo, J. D., Katsaros, K. B., Davidson, K. L., Bumke, K., Hasse, L., and Chadwick, H. M. (1992). Sea surface wind stress and drag coefficients : The hexos results. Boundary-Layer Meteorology, 60(1-2) :109–142.
- [SMOS Team, 2008] SMOS Team (2008). SMOS L2 OS Algorithm Theoretical Baseline Document. Technical report, ICM-CSIC, LOCEAN/LATMOS, IFREMER.
- [Sobjaerg et al., 2006] Sobjaerg, S., Balling, J., Kristensen, S., and Skou, N. (2006). Preparing for SMOS : Sea Salinity Campaigns and Results. In IEEE International Conference on Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2006. IGARSS 2006, pages 1693 –1696.
- [Soldo et al., 2012] Soldo, Y., Khazaal, A., Cabot, F., and Anterrieu, E. (2012). RFI mitigation for SMOS : a distributed approach. In IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2012. IGARSS 2012.
- [Solomon et al., 2007] Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H. (2007). Climate Change 2007 : The Physical Science Basis, Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- [Somaraju and Trumpf, 2006] Somaraju, R. and Trumpf, J. (2006). Frequency, temperature and salinity variation of the permittivity of seawater. Antennas and Propagation, IEEE Transactions on, 54(11) :3441 –3448.
- [Stogryn, 1972] Stogryn, A. (1972). The emissivity of sea foam at microwave frequencies. Journal of Geophysical Research, 77(9) :1658–1666.
- [Tenerelli et al., 2008] Tenerelli, J., Reul, N., Mouche, A., and Chapron, B. (2008). Earth-Viewing L-Band Radiometer Sensing of Sea Surface Scattered Celestial Sky Radiation-Part I : General Characteristics. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46(3) :659–674.
- [Terray et al., 2012] Terray, L., Corre, L., Cravatte, S., Delcroix, T., Reverdin, G., and Ribes, A. (2012). Near-surface salinity as nature’s rain gauge to detect human influence on the tropical water cycle. Journal of Climate, 25(3) :958–977.
- [Thomann, 1976] Thomann, G. (1976). Experimental results of the remote sensing of sea-surface salinity at 21-cm wavelength. Geoscience Electronics, IEEE Transactions on, 14(3) :198 –214.
- [Ulaby et al., 1981] Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1981). Microwave Remote Sensing : Active and Passive, Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry, volume 1. Addison-Wesley Publishing Company, Advanced Book Program/World Science Division.
- [Ulaby et al., 1982] Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1982). Microwave Remote Sensing : Active and Passive, Radar remote sensing and surface scattering and emission theory, volume 2. Artech House.
- [Voronovich, 1994] Voronovich, A. (1994). Small-slope approximation for electromagnetic wave scattering at a rough interface of two dielectric half-spaces. Waves in Random Media, 4(3) :337–367.
- [Weissman et al., 2002] Weissman, D. E., Plant, W. J., Keller, W. C., and Irisov, V. G. (2002). Comparison of Scatterometer and Radiometer Wind Vector Measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.
- [Wentz, 2005] Wentz, F. J. (2005). The effect of clouds and rain on Aquarius salinity retrieval. Tech. memo. 3031805, Remote Sens. Syst., Santa Rosa, Calif.

- [Wilson et al., 2001] Wilson, W., Yueh, S., Dinardo, S., Chazanoff, S., Kitiyakara, A., Li, F., and Rahmat-Samii, Y. (2001). Passive active l- and s-band (pals) microwave sensor for ocean salinity and soil moisture measurements. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 39(5) :1039 –1048.
- [Wright, 1968] Wright, J. (1968). A New Model for Sea Clutter. Ieee Transactions on Antennas and Propagation, AP16(2) :217.
- [Yin et al., 2012] Yin, X., Boutin, J., Martin, N., and Spurgeon, P. (2012). Optimization of L-Band Sea Surface Emissivity Models Deduced From SMOS Data. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 50(5) :1414 –1426.
- [Yueh, 1997] Yueh, S. (1997). Modeling of wind direction signals in polarimetric sea surface brightness temperatures. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 35(6) :1400 –1418.
- [Yueh and Chaubell, 2012] Yueh, S. and Chaubell, J. (2012). Sea Surface Salinity and Wind Retrieval Using Combined Passive and Active L-Band Microwave Observations. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 50(4) :1022 –1032.
- [Yueh et al., 2010] Yueh, S., Dinardo, S., Fore, A., and Li, F. (2010). Passive and Active L-Band Microwave Observations and Modeling of Ocean Surface Winds. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 48(8) :3087 –3100.
- [Yueh et al., 1994] Yueh, S., Kwok, R., and Nghiem, S. (1994). Polarimetric scattering and emission properties of targets with reflection symmetry. Radio Science, 29(6) :1409–1420.
- [Yueh et al., 2012] Yueh, S., Tang, W., Fore, A., Neumann, G., Hayashi, A., Freedman, A., Chaubell, J., and Lagerloef, G. (submitted 2012). L-band Passive and Active Microwave Geophysical Model Functions of Ocean Surface Winds and Applications to Aquarius Retrieval. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.
- [Yueh et al., 2001] Yueh, S., West, R., Wilson, W., Li, F., Njoku, E., and Rahmat-Samii, Y. (2001). Error sources and feasibility for microwave remote sensing of oceansurface salinity. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(5) :1049–1060.
- [Zribi et al., 2008] Zribi, M., Hauser, D., Parde, M., Fanise, P., Leroy, P., Dechambre, M., Weill, A., Boutin, J., Reverdin, G., Calvet, J., et al. (2008). Combined airborne radio-instruments for ocean and land studies (CAROLS). In IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008, volume 2.
- [Zribi et al., 2011] Zribi, M., Parde, M., Boutin, J., Fanise, P., Hauser, D., Dechambre, M., Kerr, Y., Leduc-Leballeur, M., Reverdin, G., Skou, N., Søjbjerg, S., Albergel, C., Calvet, J., Wigneron, J., Lopez-Baeza, E., Rius, A., and Teneirelli, J. (2011). CAROLS : A New Airborne L-Band Radiometer for Ocean Surface and Land Observations. Sensors, 11 :719–742.